

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

UNIDAD DE POSGRADO

“EL MAREMOTO NOTABLE DE 1746”

TESIS

Para optar el Grado Académico de Magíster en Física con mención en Geofísica

AUTOR

César Omar Jiménez Tintaya

Lima - Perú

2015

EL MAREMOTO NOTABLE DE 1746

Aprobado por:



Dr. Leonidas Ocola (Asesor)

30.10.2014

Fecha de aprobación: _____

Dedicatoria

*A mi esposa Mónica por su gran amor y constante apoyo,
a mis padres Héctor y Herlinda, por brindarme la educación y el don de la vida,
a mis hijos César y Rebeca, por inspirarme a ser cada día mejor.*

Agradecimientos

Deseo expresar un profundo agradecimiento al Dr. Leonidas Ocola (asesor de la presente investigación) por revisar los manuscritos preliminares, por sus valiosos comentarios y por sus enseñanzas en el campo laboral (cuando laboraba en el IGP) y en el campo académico (en el postgrado de Física de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos). Por su apoyo personal cuando participé en el Chile Tsunami Survey 2010 y también durante el entrenamiento cuando estuve en el Laboratory of Tsunami of Tohoku University – Japan.

También deseo expresar un agradecimiento a un gran amigo y colega que se adelantó en el camino de esta vida en diciembre de 2008: Lic. Manuel Sullón (QEPD). En parte, mi incursión en la geofísica se lo debo a él: siendo un físico egresado sin trabajo estable, él se encargó de preparar el camino para que las puertas del IGP se abrieran para entrar como practicante y luego como contratado en el área de sismología. Posteriormente, me preparó el camino para incursionar en el área de simulación de maremotos. Luego de su partida, por otra coincidencia del destino, ocupé la plaza docente dejada por su desaparición, en la Facultad de Física de la Universidad de San Marcos.

Agradezco al PNUD (Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo) por financiar, en forma indirecta, la realización de esta tesis, mediante el Proyecto SIRAD COOPI-IRD (SDP-052 2009): Preparación para la respuesta y recuperación temprana ante sismo y/o tsunami en Lima Metropolitana y el Callao.

Agradezco al JICA (Japan International Cooperation Agency) por financiar mi estancia y entrenamiento en el curso “Tsunami Numerical Modelling” realizado en Japón de enero a julio de 2011. Asimismo, agradezco al personal e investigadores del “Tsunami Laboratory of Tohoku University” en Sendai Japón. Un agradecimiento especial al profesor Koshimura y al Dr. Erick Mas por la revisión del manuscrito.

Agradezco a la DHN (Dirección de Hidrografía y Navegación) por haberme permitido laborar y desarrollarme profesionalmente en la División de Geofísica y en el Centro Nacional de Alerta de Tsunamis, donde aprendí la física y simulación de maremotos, para resolver problemas reales y útiles para nuestra sociedad.

César Omar Jiménez Tintaya
cjimenezt@unmsm.edu.pe

ÍNDICE GENERAL

| | |
|---|----|
| Agradecimientos | iv |
| Resumen | x |
| <u>Capítulo 1: Introducción</u> | 1 |
| 1.1. Antecedentes | 1 |
| 1.2. Objetivos de la Investigación | 2 |
| 1.3. Planteo del Problema | 2 |
| 1.4. Área de estudio | 2 |
| 1.5. Avances en simulación numérica de maremotos en Perú | 3 |
| <u>Capítulo 2: Conceptos Fundamentales sobre Maremotos</u> | 9 |
| 2.1. Conceptos generales | 9 |
| 2.2. Leyes de escalamiento y condiciones de generación de maremotos | 12 |
| 2.3. Cálculo de la energía del sismo y del maremoto | 15 |
| <u>Capítulo 3: Marco Sismo-Tectónico</u> | 17 |
| 3.1. El proceso de subducción | 18 |
| 3.2. Sismos importantes ocurridos en Perú | 22 |
| 3.3. Morfología y Tectónica del Perú | 22 |
| 3.4. Análisis de la Sismicidad del Perú | 24 |
| <u>Capítulo 4: Dinámica de Maremotos</u> | 31 |
| 4.1. Proceso de generación | 31 |
| 4.2. Proceso de propagación | 37 |
| 4.3. Proceso de inundación | 38 |
| <u>Capítulo 5: Metodología</u> | 44 |
| 5.1. Adquisición de los datos | 44 |
| 5.2. Software y códigos del modelo numérico | 51 |
| 5.3. Modelo digital de elevación | 52 |
| 5.4. Modelado numérico de maremotos. | 54 |
| <u>Capítulo 6: Resultados de la Simulación Numérica</u> | 61 |
| 6.1. Máxima altura de la ola y tiempos de arribo. | 61 |
| 6.2. Mapas de inundación por maremoto. | 66 |
| 6.3. Microzonificación de inundación por maremoto. | 74 |
| 6.4. Efecto de la isla San Lorenzo en el impacto de inundación. | 77 |
| 6.5. Vectores de desplazamiento cosísmico | 79 |
| <u>Capítulo 7: Conclusiones</u> | 82 |
| 7.1. Conclusiones. | 82 |
| 7.2. Problemas físicos por resolver. | 83 |
| 7.3. Trabajo futuro. | 84 |
| <u>Anexos</u> | 85 |
| Anexo A. Antecedentes históricos. | 85 |
| Anexo B. Teoría elastodinámica. | 91 |

| | |
|---|-----|
| Anexo C. Cálculo del campo de deformación del medio elástico. | 95 |
| Anexo D. Propagación de ondas del maremoto. | 100 |
| Anexo E. Esquema numérico. | 105 |
| Anexo F. Manual del modelo numérico de maremotos. | 112 |
| Referencias | 116 |

LISTA DE TABLAS

| | | |
|-----------|---|-----|
| Tabla 2.1 | Dimensiones de la fuente sísmica según las leyes de escalamiento | 12 |
| Tabla 2.2 | Parámetros de la geometría de ruptura y magnitud del sismo | 13 |
| Tabla 2.3 | Clasificación de maremotos según su tamaño. | 14 |
| Tabla 3.1 | Principales sismos históricos ocurridos en Perú | 22 |
| Tabla 4.1 | Valores máximos y mínimos de la deformación cosísmica. | 36 |
| Tabla 5.1 | Características de los modelos digitales de elevación. | 45 |
| Tabla 5.2 | Mecanismo focal de terremotos entre Ica y Chimbote | 46 |
| Tabla 5.3 | Parámetros del mecanismo focal seleccionado. | 47 |
| Tabla 5.4 | Parámetros de las dimensiones de la geometría de la fuente. | 48 |
| Tabla 5.5 | Límites geográficos y resolución de las grillas anidadas. | 53 |
| Tabla 5.6 | Distribución de la dislocación promedio para cada sub-fuente. | 55 |
| Tabla 5.7 | Valores de los parámetros reportados y simulados. | 60 |
| Tabla 6.1 | Resultados del maremoto para el modelo numérico no-lineal | 61 |
| Tabla 6.2 | Coordenadas geográficas de los mareógrafos virtuales | 62 |
| Tabla 6.3 | Parámetros del maremoto para el modelo lineal en el Perú | 63 |
| Tabla 6.4 | Máxima distancia de inundación horizontal | 73 |
| Tabla 6.5 | Comparación de las amplitudes máximas del maremoto considerando la presencia de la isla con respecto a su ausencia. | 78 |
| Tabla 6.6 | Desplazamiento cosísmico en localidades del Perú | 80 |
| Tabla A.1 | Sismos maremotogénicos que han afectado al Callao | 87 |
| Tabla D.1 | Valores del coeficiente de fricción de fondo n | 104 |

LISTA DE FIGURAS

| | | |
|-------------|---|----|
| Figura 1.1 | Mapa del área del Callao y provincia de Lima | 3 |
| Figura 1.2 | Máxima altura de inundación por el método de Yamaguchi | 4 |
| Figura 1.3 | Mapa de inundación del Callao | 5 |
| Figura 2.1 | Parámetros de la onda del maremoto | 10 |
| Figura 2.2 | Mareograma de la estación de San Juan de Marcona | 11 |
| Figura 2.3 | Deformación inicial vs. profundidad de la parte superior de la fuente | 13 |
| Figura 2.4 | Diagrama de generación de un maremoto por una dislocación sísmica | 16 |
| Figura 3.1 | Mapa de mecanismos focales para el Océano Pacífico CMT-2012 | 17 |
| Figura 3.2 | El proceso de subducción | 19 |
| Figura 3.3 | El Cinturón Sísmico del Pacífico | 20 |
| Figura 3.4 | Modelo 3D de la topografía y batimetría del Perú | 23 |
| Figura 3.5 | Mapa de sismicidad del Perú (1973-2014) | 25 |
| Figura 3.6 | Perfiles verticales de sismicidad de Perú (1973-2014) | 26 |
| Figura 3.7 | Mecanismo focal de terremotos en Perú ($M > 5.0M_w$), CMT 1976-2014 | 28 |
| Figura 3.8 | Gaps sísmicos en Perú y norte de Chile | 30 |
| Figura 4.1 | Parámetros de la geometría de la fuente sísmica | 31 |
| Figura 4.2 | Modelo de deformación inicial de Tanioka-Satake | 32 |
| Figura 4.3 | Modo de ruptura: (a) y (b) unilateral, (c) bilateral | 33 |
| Figura 4.4 | Modelo cinemático simple de la propagación de la ruptura | 34 |
| Figura 4.5 | Campo de deformación inicial del maremoto de 1746 | 35 |
| Figura 4.6 | Campo de deformación vertical para el terremoto de 1746 | 36 |
| Figura 4.7 | Modelo de propagación secuencial del maremoto de Callao 1746 | 38 |
| Figura 4.8 | Esquema del modelo dinámico de una partícula | 39 |
| Figura 4.9 | Mareograma sintético del Callao para el 28 de octubre de 1746. | 40 |
| Figura 4.10 | Familia de ondas solitarias o solitones: $\eta(x)$ | 41 |
| Figura 4.11 | Nomenclatura de los parámetros de inundación del maremoto. | 42 |
| Figura 4.12 | Sistema de coordenadas y parámetros para el cálculo de la inundación | 43 |
| Figura 4.13 | Modelo de inundación de frontera móvil | 43 |
| Figura 5.1 | Mapa de batimetría fina del Callao | 46 |
| Figura 5.2 | Elementos del tensor de momento sísmico. | 49 |
| Figura 5.3 | Proyección de los autovectores P y T en el plano XY | 50 |
| Figura 5.4 | Grillas anidadas del modelo numérico | 52 |
| Figura 5.5 | Geometría de acoplamiento entre grillas anidadas consecutivas | 53 |
| Figura 5.6 | Distribución de la fuente sísmica para el terremoto de Callao 1746 | 55 |
| Figura 5.7 | Deformación vertical cosísmica inicial del sismo de Callao 1746 | 56 |
| Figura 5.8 | Mapa de máxima amplitud de la onda. | 57 |
| Figura 5.9 | Mareogramas virtuales | 58 |
| Figura 5.10 | Mapa de inundación por maremoto | 59 |
| Figura 6.1 | Mapa con la localización de los mareógrafos virtuales | 62 |
| Figura 6.2 | Mareogramas sintéticos de la fuente “macrosísmica” estática | 64 |
| Figura 6.3 | Mareogramas sintéticos para la fuente con propagación dinámica | 65 |
| Figura 6.4 | Mapa de inundación para la zona de Ancón y Ventanilla | 66 |

| | | |
|-------------|--|-----|
| Figura 6.5 | Mapa de inundación para la zona de Callao y Costa Verde | 67 |
| Figura 6.6 | Mapa de inundación para la zona de Villa y Lurín | 67 |
| Figura 6.7 | Mapa de inundación para la zona de Punta Hermosa y Pucusana | 68 |
| Figura 6.8 | Línea de inundación para la zona de Ventanilla | 68 |
| Figura 6.9 | Línea de inundación para la zona de la refinería La Pampilla | 69 |
| Figura 6.10 | Línea de inundación para la zona del Callao | 69 |
| Figura 6.11 | Línea de inundación para la zona del aeropuerto Jorge Chávez | 70 |
| Figura 6.12 | Línea de inundación para la zona de Miraflores - Barranco | 70 |
| Figura 6.13 | Línea de inundación para la zona de Villa – Chorrillos | 71 |
| Figura 6.14 | Mapa de inundación para Lima Metropolitana y el Callao | 72 |
| Figura 6.15 | Modelo simple de impacto sobre una pared sin anclajes | 75 |
| Figura 6.16 | Mapa de microzonificación por velocidad | 76 |
| Figura 6.17 | Propagación de un maremoto en la zona del Callao considerando la presencia de la Isla San Lorenzo. | 77 |
| Figura 6.18 | Propagación de un maremoto en la zona del Callao, sin considerar el efecto de la presencia de la isla San Lorenzo. | 77 |
| Figura 6.19 | Mareogramas sintéticos. En azul: simulación “con” presencia de la isla. En rojo: simulación “sin” presencia de la isla. La diferencia entre las amplitudes de las ondas es mínima. | 78 |
| Figura 6.20 | Mapa de vectores de desplazamiento cosísmico horizontal | 79 |
| Figura 6.21 | Serie de tiempo de la estación geodésica GPS del Callao | 81 |
| Figura 6.22 | Vector de velocidad horizontal de deformación de la estación geodésica del Callao con respecto a la placa estable de Sudamérica (SOAM) | 81 |
| Figura A.1 | Eventos históricos a lo largo de la costa del Perú | 85 |
| Figura A.2 | Distribución de sismos generadores de maremotos en Perú 1513-2007 | 88 |
| Figura A.3 | Impacto del maremoto de 1746, pintura de la época | 89 |
| Figura A.4 | Localización de los puertos y balnearios afectados por el maremoto | 90 |
| Figura B.1 | Cuerpo de volumen V encerrado por una superficie S | 92 |
| Figura B.2 | Una superficie interna S (modelo de una falla interna) dentro de un cuerpo de volumen V y superficie S . | 94 |
| Figura C.1 | Geometría de la falla y sistema de coordenadas | 96 |
| Figura C.2 | Coordenadas del plano de falla e imagen | 97 |
| Figura D.1 | Representación de las condiciones de la teoría de aguas someras | 101 |
| Figura D.2 | Sistema de coordenadas para el modelo hidrodinámico | 102 |
| Figura E.1 | Modelo físico de propagación unidimensional | 107 |
| Figura E.2 | Esquema de diferencias finitas centrales | 107 |
| Figura E.3 | Esquema de diferencias finitas centrales | 109 |
| Figura E.4 | Geometría espacial del esquema del “salto de rana” | 111 |
| Figura F.1 | Diagrama de flujo del modelo numérico | 116 |

RESUMEN

La región del Callao y Lima Metropolitana están asentadas en una zona con alta probabilidad de exposición ante la ocurrencia de sismos y maremotos. Una de las mayores catástrofes ocurrió el 28 de octubre de 1746, la ciudad de Lima y el Callao fueron remecidas por un fuerte terremoto que dio origen a un maremoto que destruyó la ciudad del Callao y produjo la muerte de más de 5,000 personas, quedando sólo 200 sobrevivientes (4%). De los 23 barcos anclados en el puerto, 19 fueron hundidos y 4 llevados por las olas tierra adentro; uno de ellos, el bergantín San Fermín, fue varado en lo que ahora corresponde a la esquina del mercado del Callao. Hoy en día, un evento de esta naturaleza alteraría el orden demográfico, social y económico de la Región Callao y de Lima Metropolitana.

En este trabajo, se ha diseñado la metodología para elaborar los mapas de inundación relacionada con la ocurrencia de un maremoto (o tsunami) debido a un sismo de gran magnitud. Una forma de determinar las zonas de inundación de un posible maremoto local o distante, y, a partir de eso, estimar el potencial daño, es mediante la simulación numérica. La importancia del presente trabajo está enmarcada dentro de la previsión y mitigación de un posible desastre por maremoto, para lo cual es necesaria la utilización de modelos numéricos de simulación de la dinámica de maremotos.

La metodología consiste en utilizar el modelo numérico TUNAMI (del proyecto TIME: Tsunami Inundation Modelling Exchange), el cual requiere como datos de entrada el modelo digital de elevación (topografía y batimetría) de Callao y Lima Metropolitana y el modelo de la fuente sísmica que proporcionará la condición inicial del maremoto. La salida del modelo corresponde a los parámetros como: altura de la ola en la línea de costa, mareograma sintético, tiempo de arribo y mapa de inundación de la zona a modelar. Se debe considerar las limitaciones del modelo numérico debido a la resolución del modelo digital de elevación y a la transferencia de energía del medio sólido (corteza terrestre) al medio líquido (océano).

En este estudio, se ha tomado un evento sísmico de referencia similar al del terremoto de Callao de 1746 (magnitud ≈ 9.0 Mw), con área de ruptura desde Chimbote (Ancash) hasta Paracas (Ica). Es el mayor evento sísmico que ha ocurrido en la región central del Perú y uno de los mayores que podría ocurrir. En materia de gestión de riesgos y preparación ante desastre, se debería considerar el maremoto provocado por un terremoto de magnitud más probable, es decir un sismo de magnitud 8.5 Mw. Sin embargo es importante no olvidar que un evento de mayor magnitud, aunque excepcional y poco probable a la escala de una vida humana, podría ocurrir.

Los resultados del estudio determinan que las zonas de mayor inundación son: Ventanilla (3.0 km de máxima inundación horizontal), Callao Puerto (1.5 km de inundación horizontal), Villa Chorrillos (2.6 km de inundación horizontal) y Lurín (3.3 km de inundación horizontal). La zona de menor inundación está comprendida desde Punta Hermosa hasta Pucusana.

Para un maremoto local en la zona de Lima y Callao, el tiempo de viaje de la primera ola sería de alrededor de 23 minutos (al Callao), lo cual proporciona poco tiempo para realizar una evacuación. Mientras que la máxima amplitud de la ola en la línea de costa para la zona del Callao (Chucuito y la zona del puerto) es de alrededor de los 10 m. Para el caso de prevención de desastres tiene que tomarse en cuenta la llamada evacuación vertical para la zona de Chucuito y La Punta.

La presencia de la Isla San Lorenzo no supone una barrera natural de defensa ante el impacto de un maremoto, debido a que la longitud de onda del maremoto (en el orden de las decenas de km) es comparable a las dimensiones de la Isla (produciéndose el fenómeno de difracción de ondas), dichas ondas se desviarán y bordearán a la Isla, atacando al distrito de la Punta desde 2 frentes: nor-oeste y sur-este.

En base a estos resultados, las autoridades correspondientes deben priorizar los planes de emergencia y evacuación en caso de ocurrir un gran sismo y maremoto en Lima. La mejor manera de prevenir y mitigar los desastres por fenómenos naturales es mediante la educación a la población.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

La Costa Peruana está ubicada en la zona de subducción de la placa tectónica de Nazca bajo la placa Sudamericana, zona donde ocurren muchos eventos sísmicos. Gran porcentaje de los sismos tiene epicentros localizados en el océano, por lo cual la posibilidad de ocurrencia de un maremoto es alta. La fosa marina se encuentra a una distancia de alrededor de 150 km de la línea de costa frente al Callao, con una profundidad máxima de alrededor de 5500 m en esta zona (Google Earth: <http://www.earth.google.com> [Ene, 2014]).

El mayor sismo reportado en la Región Central de Perú ocurrió el 28 de octubre de 1746 a las 22:30 horas tiempo local. Las ciudades de Lima y Callao fueron afectadas por un movimiento sísmico extraordinario de magnitud estimada en 9.0 Mw y una severidad de sacudimiento del suelo de X en la escala de Mercalli Modificada en las ciudades de Lima y Callao. Según Silgado (1978), debido al sismo, de las 3000 viviendas existentes en Lima, distribuidas en 150 manzanas, sólo 25 quedaron en pie. Según el relato oficial, murieron en Lima 1141 personas (debido al sismo en sí), de un total de 60,000 habitantes. En la Plaza de Armas de Lima se produjeron rajaduras en el suelo. La ubicación del probable epicentro, que se estimó en base a la información macrosísmica histórica, estuvo en el mar, al nor-oeste del Callao.

El fenómeno cosísmico más importante del evento de 1746 fue un maremoto que destruyó el puerto del Callao y produjo la muerte de más de 5,000 personas, quedando sólo 200 sobrevivientes (4%). De los 23 barcos anclados en el puerto, 19 fueron hundidos y 4 llevados por las olas tierra adentro; uno de ellos, el bergantín San Fermín, fue varado en lo que ahora corresponde a la esquina del mercado del Callao, donde se encuentra la cruz blanca, a 1.5 km tierra adentro (Silgado, 1978). Esta es la razón por la cual se le denomina el “Maremoto Notable”. En el Anexo A se resume la información sobre maremotos históricos.

Muchos investigadores han tratado de inferir la fuente sísmica de eventos históricos, tales como: el terremoto de Lisboa de 1755 (Baptista et al., 1998), el terremoto de Catania de 1693 (Gutscher et al., 2006) y el terremoto de Cascadia de 1700 (Satake et al., 2003) a partir de los efectos macrosísmicos reportados en documentos históricos y a partir de observaciones de geología marina y estudios de paleo-maremotos. Otros autores, como Dorbath et al. (1990), han estimado cualitativamente la magnitud y la geometría de ruptura usando sólo información macrosísmica.

Actualmente, se dispone de modelos numéricos computacionales e instrumentación geofísica tal como estaciones sísmicas de banda ancha, estaciones mareográficas digitales, estaciones geodésicas permanentes GPS e imágenes satelitales de radar para estudiar la deformación de la corteza y la fuente sísmica asociada. En 1746 no se disponía de la instrumentación geofísica ni de los recursos computacionales ahora existentes.

Los estudios previos en materia de maremotos, para la obtención de mapas de inundación utilizaron el método de Yamaguchi (DHN, 1997) y para el cálculo de los tiempos de arribo se

utilizó el método de refracción de ondas. Hebenstreit and Whitaker (1981) realizaron una evaluación del peligro de maremoto, mediante simulación numérica, para la costa occidental de Sudamérica, incluyendo al Perú para una fuente sísmica homogénea de 8.7 Mw; sin embargo, sólo calcularon los tiempos de arribo y amplitudes de ola con mareogramas sintéticos. Jiménez et al. (2010) participaron en el Proyecto SIRAD COOPI-IRD “Preparación para la respuesta y recuperación temprana ante sismo y/o tsunami en Lima Metropolitana y el Callao”, en el cual se utilizó una fuente sísmica homogénea ($M \approx 9.0$ Mw) para obtener los mapas de inundación mediante simulación numérica.

1.2. OBJETIVOS DE LA TESIS

Los objetivos principales de la investigación son:

1. Obtener un modelo de fuente sísmica del terremoto del Callao del 28 de octubre de 1746 que explique los efectos macrosísmicos y maremotogénicos reportados en la documentación histórica.
2. Calcular el patrón de deformación y los vectores de desplazamiento cosísmico asociados con el sismo maremotogénico del Callao de 1746.
3. Elaborar mapas de inundación regional por maremoto para la zona costera de Lima Metropolitana y el Callao, y un mapa de microzonificación por inundación por maremoto para el Callao y La Punta, en base a la propuesta de la fuente sísmica caracterizada por la velocidad hidrodinámica (magnitud y dirección).

1.3. PLANTEO DEL PROBLEMA

El tema de los maremotos se investiga porque hoy en día, un evento de esta naturaleza alteraría el orden demográfico, social y económico de Lima Metropolitana y de la Región Callao. Es por lo tanto indispensable conocer, de la mejor manera posible, las condiciones físicas de la ocurrencia de los maremotos para tomar medidas de previsión, prevención y mitigación ante la ocurrencia e impacto de estos eventos.

Ante la ocurrencia de un evento similar al terremoto notable de 1746, sería prácticamente imposible evacuar a toda la población de las zonas costeras inundables debido a la densidad poblacional actual que se manifiesta en la tugurización de muchas viviendas en el Callao. Tendría que tomarse en cuenta la llamada evacuación vertical; sin embargo, un porcentaje de la población no alcanzaría a evacuar hacia las zonas seguras o no inundables. Este es el problema social más importante.

La importancia de la solución del problema radica en que su aplicación permitirá tomar las acciones oportunas para efectuar la previsión, prevención y mitigación del desastre de inundación por maremoto en la zona de Lima y Callao.

1.4. AREA DE ESTUDIO

El área de estudio para el modelado numérico de la zona de inundación por maremoto de la Región Callao está comprendida entre las siguientes coordenadas geográficas: 11,97° a 12,18°

de latitud sur y entre $77,46^{\circ}$ a $77,02^{\circ}$ de longitud oeste, que corresponde al rectángulo rojo (Fig. 1.1). Adicionalmente, se ha realizado el estudio para todo el área litoral de la Provincia de Lima, desde el distrito de Ancón por el norte hasta Pucusana por el sur (Fig. 1.1).

La Provincia Constitucional del Callao se encuentra ubicada en la Costa Central del Perú, al oeste de Lima y limitando con el litoral costero, entre los valles de los ríos Chillón y Rímac (entre los $11,8^{\circ}$ y $12,1^{\circ}$ de latitud Sur). Su capital es la ciudad del Callao. Territorialmente abarca una extensión de $147,850 \text{ km}^2$ y en la actualidad cuenta con una población de más de 996,000 habitantes (<http://www.inei.gob.pe/>, acceso: 24 Ene 2014). La provincia Constitucional del Callao concentra aproximadamente el 80% de las industrias de Lima. Así mismo, el puerto y el aeropuerto del Callao son receptores de aproximadamente 85% de pasajeros y carga, tanto de ingreso como de salida. Políticamente está administrada por el Gobierno Regional del Callao, que posee un presupuesto propio y autónomo del Gobierno Central (<http://www.regioncallao.gob.pe>, acceso: Ene 2013).

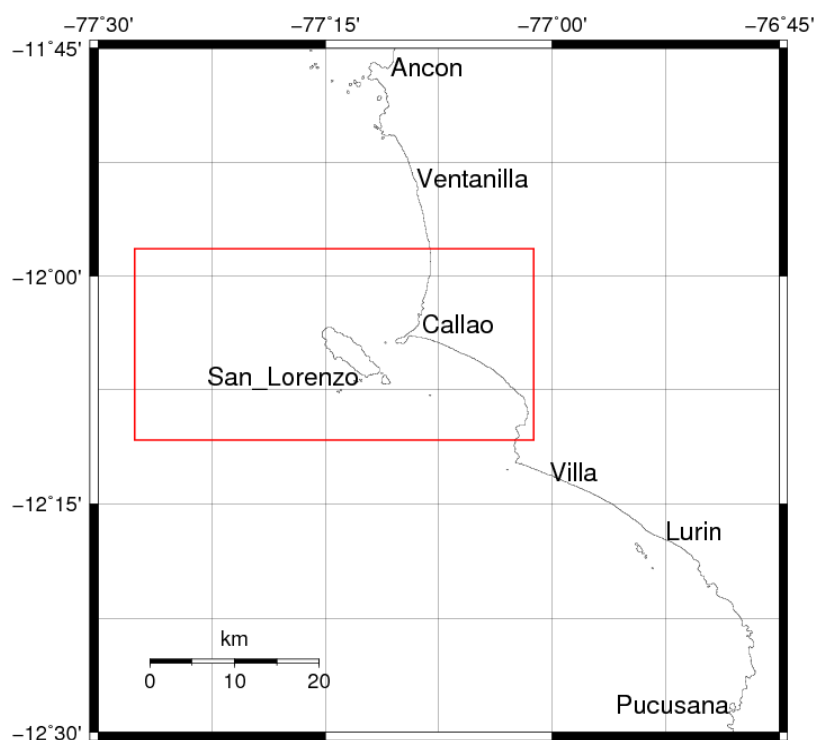


Fig. 1.1 Mapa del área del Callao y Provincia de Lima. El rectángulo rojo encierra el área de estudio específico.

1.5. AVANCES EN SIMULACIÓN NUMÉRICA DE MAREMOTOS EN PERÚ

En el ámbito nacional, los primeros esfuerzos de investigación en modelado numérico de maremotos se deben al Lic. Manuel Sullón (Sullón, 2007), quien trajo al Perú los algoritmos y códigos del modelo numérico TUNAMI para su implementación en el Laboratorio de Física de Eventos Naturales (FENLAB) - UNMSM. Sus resultados fueron expuestos en el Congreso Internacional Von Humboldt 2007, realizado en Lima, Perú.

Por otro lado, la División de Geofísica de la Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN) elabora mapas de inundación por maremoto para todo el ámbito nacional, utilizando modelos numéricos de simulación a partir del año 2009. También, cabe mencionar los esfuerzos

realizados en el CISMID y en el IGP (Yauri, 2011).

1.5.1 Mapas de inundación por maremoto

Debido a la historia sísmica del Perú y al peligro del efecto cosísmico de maremotos, en 1970 se creó el Sistema Nacional de Alerta de Tsunamis (Jiménez et al., 2013 b), a cargo de la Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN), entidad encargada de procesar la información de los parámetros sísmicos para dar la alerta de maremoto correspondiente. En el año de 1997 la DHN y el CISMID (Centro Peruano Japonés de Mitigación e Investigación de Desastres) elaboraron un mapa de inundación para la zona del Callao y La Punta, en base al método de Yamaguchi (DHN, 1997).

La estimación de la amplitud máxima de la ola del maremoto en la línea de costa se realiza mediante la fórmula de Yamaguchi (DHN, 1997). También, se considera la altura de ola de oleaje anómalo (referido al nivel medio del mar) y el promedio de la altura de marea de pleamares superiores (Fig. 1.2). La altura total de la ola en la línea de costa estará dada por la suma de estos tres parámetros, corregida por la pendiente del terreno. La ecuación de Yamaguchi es (DHN, 1997):

$$h = 12.3e^{-0.067D} \quad (1.1)$$

Donde:

h = amplitud de ola en la línea costera (en metros)

D = distancia desde la costa hasta la isóbata de los 100 m (D en km)

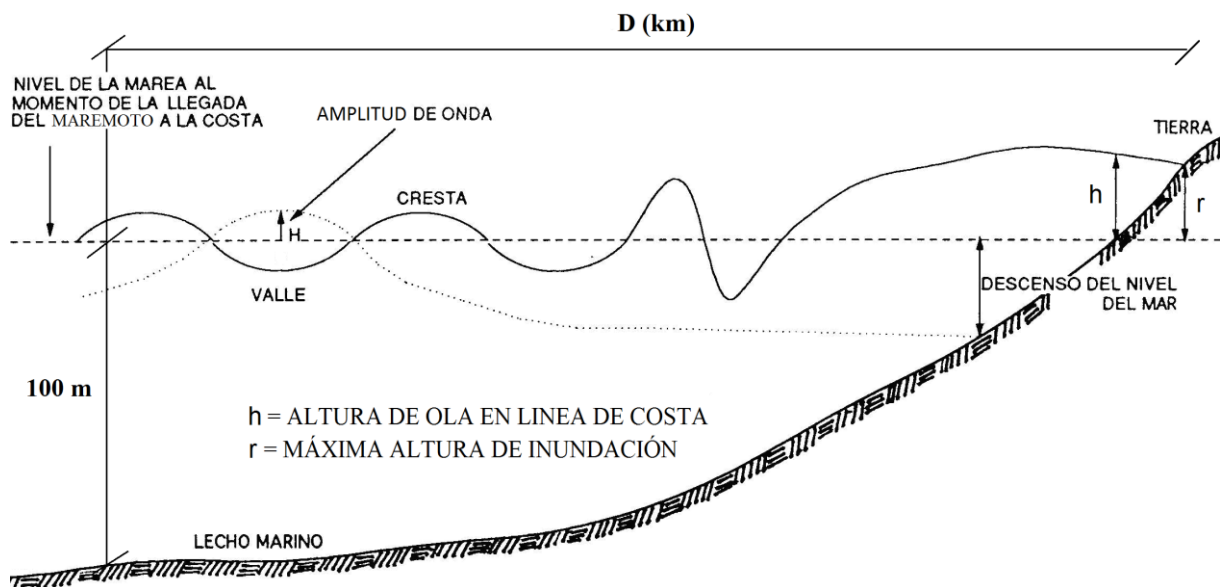
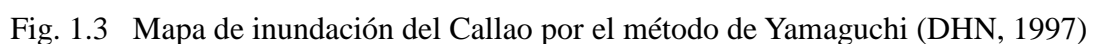


Fig. 1.2 Estimación de la máxima amplitud de la ola por el método de Yamaguchi (DHN, 1997)

Utilizando esta metodología, la DHN generó un mapa de inundación para el Callao en el año de 1997, en el cual la línea de inundación corresponde a la cota topográfica de los 7 m (Figura 1.3). Este resultado es una buena primera aproximación, cuando la topografía es homogénea. Sin embargo, en un caso real, la topografía es heterogénea por la presencia de acantilados,

En los años 1980s y 1990s esta metodología era ampliamente utilizada para la elaboración de mapas de inundación por maremoto. Pero con el desarrollo de modelos numéricos de simulación y con el avance de la tecnología computacional, en la actualidad es posible realizar el modelado numérico obteniendo resultados más cercanos a la realidad.



Un método de solución numérica es una técnica matemática para resolver ecuaciones diferenciales en derivadas parciales cuya solución analítica es extremadamente difícil o imposible; para ello discretiza las ecuaciones utilizando métodos numéricos como diferencias finitas, elementos finitos, etc. De esta manera se obtiene una solución numérica de dichas ecuaciones diferenciales.

16

frontera. Los modelos más importantes son: TUNAMI, COMCOT y NEOWAVE.

Modelo TUNAMI (Tohoku University's Numerical Analysis Model for Investigation of tsunamis)

El modelo TUNAMI resuelve en forma numérica las ecuaciones de momentum lineal para aguas someras, integradas verticalmente y la ecuación de continuidad (o de conservación de masa), sin el término del efecto Coriolis. Además, incluye un algoritmo de rozamiento de fondo construido al interior del modelo. Las ecuaciones de continuidad y de momentum lineal se discretizan en un esquema de diferencias finitas centrales denominado “salto de rana” (leap – frog) (Koshimura, 2009).

El dominio de integración se discretiza mediante un conjunto de grillas anidadas de diferente resolución espacial, siendo las más detalladas las del área de estudio. Las grillas representan regiones del área de ruptura en las que se va trasladando la solución de la simulación numérica, traslado que debe cumplir con resoluciones espaciales de celdas que se tripliquen cuando se pasa de una celda exterior a otra interior.

La condición inicial del modelo se obtiene de la teoría de deformación para un medio homogéneo y elástico de Okada (1992). Se requiere los parámetros del mecanismo focal del sismo generador. La hipótesis es que la deformación del fondo marino (debido al sismo) se traslada (en forma casi instantánea) a la superficie del océano, lo que genera la propagación de las ondas del maremoto.

La propagación del maremoto se simula utilizando el método de Goto y Ogawa (1992), que consiste en la integración numérica de las ecuaciones de aguas someras utilizando el método de diferencias finitas.

La inundación de las zonas costeras se determina empleando la condición de frontera móvil propuesta por Iwasaky y Mano (1979). Los procedimientos de solución numérica permiten determinar: la deformación del terreno, la amplitud de la onda del maremoto en la costa, los tiempos de arribo según resolución temporal, obtención de vectores de velocidad de corriente, la generación de mareogramas sintéticos (simulados) en puntos específicos de la costa y la máxima altura de inundación.

Modelo COMCOT (Universidad de Cornell)

El modelo COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model) adopta explícitamente los esquemas del método del “salto de rana” de diferencias finitas para resolver las ecuaciones de aguas someras en coordenadas esféricas y cartesianas. Un sistema de grillas anidadas, dinámicamente acopladas en 12 niveles (capas) ascendentes, con diferentes resoluciones de grillas, puede ser implementado para cumplir las necesidades de la simulación de maremotos a diferentes escalas (Wang, 1996).

Un sistema de grillas anidadas significa que en una región de un tamaño de grilla específico hay una o más sub-regiones, las que tienen grillas más pequeñas y las cuales eventualmente forman un sistema jerárquico de grillas o de niveles. La región con la grilla más grande es llamada grilla de 1er nivel y todo el resto de las grillas anidadas a ésta se denominan grillas de 2do nivel, 3er nivel y así sucesivamente. En una grilla se puede definir 12 sub-niveles de

grillas. El modelo utiliza un tamaño uniforme de grilla ($\Delta x = \Delta y$) en una región espacial. Para cada una de las regiones se puede escoger los sistemas de coordenadas ya sean esféricas o cartesianas, así como las versiones lineales o no lineales de las ecuaciones. Se supone (debido a la incompresibilidad del fluido) que el desplazamiento de la superficie del agua es el mismo que la deformación del fondo marino, el cual está determinado por la teoría de la dislocación elástica de Okada 1992.

El modelo COMCOT es capaz de implementar múltiples mecanismos de generación de maremotos, como un fallamiento en el piso marino, un deslizamiento, perturbaciones a la superficie del agua u olas de diseño. Las ecuaciones lineales y no lineales de aguas someras están disponibles para coordenadas esféricas y cartesianas para los estudios numéricos de diferentes escalas. Una configuración de grillas anidadas balancea la eficiencia y precisión, en la que una gran grilla puede ser utilizada para el estudio de la propagación del maremoto en océano abierto y una grilla de mayor resolución puede ser adoptada para las zonas costeras de interés.

Modelo NEOWAVE (Universidad de Hawaii)

NEOWAVE es un modelo de onda dispersiva en un sistema de coordenadas esféricas que utiliza dos vías de grillas anidadas para el cálculo de la evolución de un maremoto desde su generación hasta la determinación de la máxima altura de inundación en la costa. El modelo de integración vertical (en profundidad) describe ondas dispersivas debido a la presión no hidrostática y la velocidad vertical. Además considera la generación del maremoto debido a la deformación dinámica del fondo marino (Yamasaki et al., 2011).

El esquema de dos vías de grillas anidadas utiliza la condición de Dirichlet de la presión no hidrostática, la velocidad y elevación superficial en los bordes de las inter-grillas para asegurar la propagación de las ondas dispersivas y discontinuidades a través de las grillas computacionales de diferentes resoluciones. Los bordes de las inter-grillas pueden adaptarse a las características batimétricas para poder modelar los procesos de transformación de las ondas al acercarse a la costa con una resolución computacional óptima y eficiente.

Una transformación de coordenadas hace posible la aplicación del modelo a pequeñas regiones geográficas o experimentos de laboratorio con una grilla cartesiana. Una función gaussiana dependiente de la profundidad suaviza los accidentes localizados del fondo marino en relación a la profundidad del agua mientras que se retiene la batimetría importante para el modelado de la propagación e inundación del maremoto. Experimentos numéricos de la propagación de una onda solitaria y máxima altura de inundación para N-ondas verifican la implementación del esquema de grillas anidadas.

Resumen de las principales características de los modelos:

Modelo TUNAMI

- Esquema explícito del método del “salto de rana” de diferencias finitas para resolver las ecuaciones diferenciales lineales y no-lineales de aguas someras en coordenadas esféricas y cartesianas.
- Configuración de cuatro grillas anidadas.
- Mecanismo de generación de maremoto estático por deformación del fondo por una falla.
- Rugosidad de fondo marino (y continental) constante.

- Esquema numérico basado en las ecuaciones de movimiento lineales para aguas someras.
- Opciones de código modificables.

Modelo COMCOT

- Esquema explícito del método de “salto de rana” de diferencias finitas para resolver las ecuaciones diferenciales lineales y no lineales de aguas someras en coordenadas esféricas y cartesianas.
- Configuración de grillas anidadas hasta 12 niveles.
- Múltiples mecanismos de generación de maremoto y considera una condición inicial dinámica.
- Implementación de una rugosidad de fondo (marino y continental) constante o variable.
- Esquema numérico de dispersión mejorado.
- Opciones de código modificables y de entradas y salidas flexibles del modelo.

Modelo NEOWAVE

- Esquema explícito del método de “salto de rana” de diferencias finitas para resolver las ecuaciones lineales y no lineales de aguas someras en coordenadas esféricas y cartesianas.
- Considera las ondas dispersivas y velocidades verticales producto de la presión no hidrostática.
- Configuración de grillas anidadas de dos vías, asegura la propagación de las ondas dispersivas y discontinuidades a través de ellas.
- Mecanismos de generación de maremoto con una condición inicial dinámica.
- Implementación de un esquema de rugosidad de fondo (marino y continental) constante o variable.
- Esquema numérico de dispersión mejorado y posible aplicación del modelo a pequeñas regiones geográficas o experimentos de laboratorio con una grilla cartesiana.
- Opciones de código modificables y de entradas y salidas flexibles del modelo.

Ninguno de los 3 modelos numéricos de simulación de maremotos toma en cuenta las señales correspondientes a las mareas oceánicas ni el efecto terrestre (generadas por la atracción gravitatoria entre la Tierra, el Sol y la Luna); tampoco toma en cuenta el oleaje generado por los vientos.

En la presente investigación se utilizó el modelo numérico TUNAMI debido a la disponibilidad de los códigos fuente y debido al entrenamiento previo del suscrito recibido en el Laboratorio de Maremotos de la Universidad de Tohoku – Japón en el año 2011.

CAPÍTULO II

CONCEPTOS FUNDAMENTALES SOBRE MAREMOTOS

El Océano Pacífico tiene el más alto índice de peligro de inundación debido a la generación de ondas de maremoto por encontrarse cercado de un cinturón de gran actividad tectónica y una cadena de volcanes que se denomina Círculo Sísmico del Pacífico (mal llamado círculo de fuego). En tal sentido, el Océano Pacífico está estructural, topográfica y sísmicamente condicionado para servir de campo propicio a la relajación de los esfuerzos tectónicos, convirtiéndose así en uno de los sistemas generadores de sismos más activo de nuestro planeta.

En los medios de comunicación se utiliza frecuentemente la palabra “tsunami” de origen japonés que proviene de dos vocablos: “Tsu” (puerto) y “nami” (ola). Literalmente significa grandes olas en el puerto. En castellano, el término correspondiente es “maremoto”, definido por la Real Academia de la Lengua Española.

Los maremotos son una sucesión de ondas marinas de periodo largo generadas por una perturbación en el océano, esta perturbación puede ser principalmente un movimiento sísmico de fuente superficial debajo del fondo marino o cerca a la línea de costa. Los deslizamientos submarinos, la caída de asteroides y las erupciones volcánicas submarinas también pueden generar maremotos.

2.1. CONCEPTOS GENERALES

Desde un punto de vista físico, un maremoto es un tren de ondas gravitacionales de período largo (con períodos en el rango de 10 a 60 minutos) que se propagan en la superficie de los océanos, producto de una perturbación en el fondo marino que desestabiliza la columna de agua. Las principales causas que originan un maremoto pueden ser:

- a) Un sismo tectónico,
- b) Una explosión volcánica submarina,
- c) Un deslizamiento de tierra submarino y
- d) La caída de un meteorito en el océano.

El 99% de los maremotos originados en el Perú son de origen tectónico debido al proceso de subducción. Por consiguiente, la teoría que describe la generación de maremotos (Capítulo IV) se basa únicamente en el origen tectónico de estos.

2.1.1. Clasificación de maremotos

Los maremotos se clasifican, respecto al lugar de arribo a la costa, según la distancia (o tiempo de viaje) de su lugar de origen (Jiménez et al., 2013 b), en:

- a) *Maremotos locales*, si el lugar de arribo en la costa está muy cercano (menor a 1000 km) o dentro de la zona de generación (delimitada por el área de dislocación del fondo marino) del maremoto, o a menos de una hora de tiempo de viaje desde su origen.

b) *Maremotos lejanos*, si el lugar de arribo está a más de 1000 km de distancia de la zona de generación o en costas extremo-opuestas a través del Océano Pacífico y aproximadamente a medio día o más de tiempo de viaje del maremoto desde esa zona.

Los maremotos de origen local son los más peligrosos en términos de severidad de inundación. Según los estudios de nuestras costas, la primera ola puede llegar entre 15 a 60 minutos después de producido el sismo. Estos datos son básicos para planificar una evacuación de la población de la zona inundable.

2.1.2. Características físicas de un maremoto

En mar abierto lejos de la costa, un maremoto es un tren de ondas de pequeña amplitud del orden de los centímetros a no más de un metro, que viajan a gran velocidad en altamar (casi a 800 km/h). Sin embargo, al llegar a la costa y por haber menor profundidad batimétrica, las ondas disminuyen su velocidad pero aumentan en amplitud pudiendo causar gran destrucción y numerosas víctimas. Por tratarse de trenes de ondas marinas, se les puede caracterizar por su período, amplitud de onda, longitud de onda y velocidad de propagación, que son atributos comunes a ellas (Fig. 2.1).

Período: T , se define como el tiempo que transcurre entre el paso de dos ondas sucesivas por un mismo punto de observación. Por lo general, para maremotos de origen cercano, el período es de unos 10 a 30 minutos y para los de origen lejano, entre 30 a 70 minutos.

Amplitud de onda: H , es la distancia vertical entre el nivel medio del mar y la cresta de la onda, mientras el maremoto se dirige a tierra. En altamar, la máxima amplitud de un maremoto no es mayor a 1 m.

Longitud de onda: λ , es la distancia que separa a dos crestas o dos valles sucesivos. Se estima que la longitud de onda inicial es aproximadamente igual a la máxima dimensión de la geometría de ruptura.

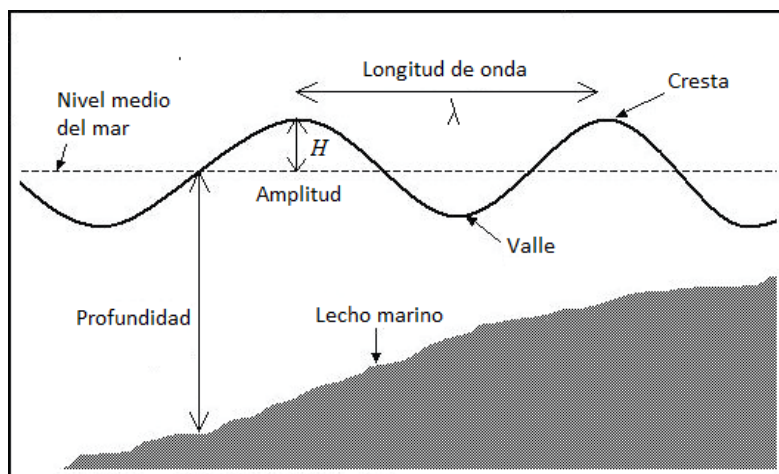


Fig. 2.1 Parámetros de la onda del maremoto.

La velocidad de propagación del maremoto para aguas someras, es decir la zona donde la longitud de onda es mucho mayor que la profundidad de la batimetría, es igual a:

$$v = \sqrt{gh} \quad (2.1)$$

Donde g es la aceleración de la gravedad (9.8 m/s^2) y h es la profundidad del fondo oceánico o batimetría (en metros).

La velocidad de propagación del maremoto es función solamente de la profundidad del océano por el cual viaja. Por ejemplo, las ondas de un maremoto que atraviesan una región del océano donde la profundidad es de 4,000 m, tendrían una velocidad de 200 m/s o 720 km/h. El maremoto tendría una velocidad similar a la de un avión “jet” (Levin and Nosov, 2009).

Como la velocidad del maremoto es mayor en un océano de batimetría profunda que en un océano de batimetría superficial, cuando el maremoto viaja en un océano de profundidad variable, la dirección de propagación gira gradualmente hacia la zona de menos profundidad. Este fenómeno se denomina refracción de ondas y en su tratamiento se aplica la Ley de Snell. Las ondas del maremoto pueden alcanzar velocidades de hasta 800 km/h en alta mar, y atravesar un océano en pocas horas. En alta mar, la ola es prácticamente imperceptible, a menudo de menos de 1 m de amplitud; sin embargo, al entrar en aguas costeras poco profundas, el maremoto debe frenar su movimiento y repentinamente crece en altura (debido al principio de conservación de la energía). Cuando llega a la costa, puede haberse convertido en un muro de agua de más de 10 m de altura capaz de destruir ciudades costeras (Levin and Nosov, 2009).

¿Cómo se diferencia un maremoto de las enormes olas como las que utilizan los surfistas, por ejemplo? Las olas son originadas por los vientos. Las ráfagas de viento perturban la superficie de las aguas, las rizan y dan lugar a ondulaciones que van creciendo en amplitud. Estas olas tienen un periodo de pocos segundos. En la Figura 2.2, se muestra un mareograma que ha registrado tres componentes importantes: marea oceánica (periodo largo de alrededor de 12 horas), maremoto (periodo intermedio de 23 minutos) y olas (periodo corto de alrededor de 15 segundos).

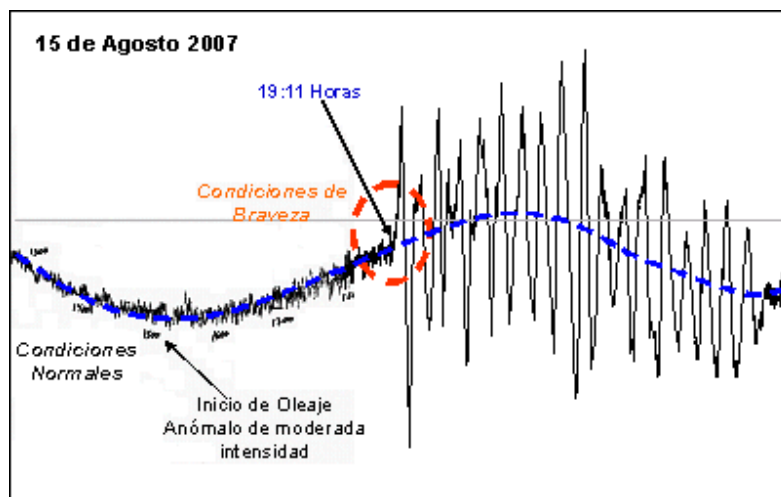


Fig. 2.2 Mareograma de la estación de San Juan de Marcona correspondiente al maremoto de Pisco 2007 (DHN, 2007)

En la Fig. 2.2 se muestra el mareograma del maremoto de Pisco 2007. El inicio del maremoto del 15 de agosto de 2007 en San Juan de Marcona (Ica) es a las 19:11 hora local, 30 minutos después del sismo. Se aprecian alrededor de 18 ciclos de amplitud apreciable y con un periodo promedio de 23 min. Esto implica una duración de por lo menos 7 horas y probablemente más, incluyendo fenómenos de resonancia locales. Se deduce que este tren de ondas

corresponde al maremoto originado por el sismo principal (hora origen 18:41) puesto que no hay discontinuidad ni cambio de fase apreciable en la forma de onda.

2.2 RELACIONES EMPÍRICAS DE ESCALAMIENTO Y CONDICIONES DE GENERACIÓN DE MAREMOTOS

2.2.1. Leyes de escalamiento y geometría de ruptura

Se han publicado varias ecuaciones empíricas que describen las relaciones de escalamiento entre la magnitud del sismo en la escala de momento (M_w), las dimensiones de la geometría de la fuente sísmica (longitud L y ancho W) y la dislocación o “slip” (U) de la falla.

Tatehata (1998) propone las siguientes ecuaciones de escalamiento:

$$\begin{aligned}\log(L) &= 0.5M_w - 1.9 & (L \text{ en km}) \\ W &= L/2 \\ \log(U) &= 0.5M_w - 1.4 & (U \text{ en cm})\end{aligned}\quad (2.2)$$

Utsu et al. (2001) proponen las siguientes ecuaciones de escalamiento:

$$\begin{aligned}\log(L) &= 0.5M_w - 1.8 & (L \text{ en km}) \\ W &= L/2 \\ \log(U) &= 0.5M_w - 1.3 & (U \text{ en cm})\end{aligned}\quad (2.3)$$

Okal (2005) propone las siguientes ecuaciones de escalamiento:

$$\begin{aligned}L &= M_0^{1/3} / (1.935 \times 10^7) & (L \text{ en km}) \\ W &= M_0^{1/3} / (3.87 \times 10^7) & (W \text{ en km}) \\ U &= M_0^{1/3} / (6.68 \times 10^8) & (U \text{ en m})\end{aligned}\quad (2.4)$$

Papazachos et al. (2004) proponen las siguientes ecuaciones de escalamiento:

$$\begin{aligned}\log(L) &= 0.55M_w - 2.19, & (L \text{ en km}) & \quad \sigma = 0.18 \\ \log(W) &= 0.31M_w - 0.63 & (W \text{ en km})\end{aligned}\quad (2.5)$$

Donde σ representa la desviación estándar.

Tabla 2.1 Dimensiones de la fuente sísmica para una magnitud de 9.0 M_w según las relaciones empíricas de escalamiento.

| Ley | L (km) | W (km) |
|------------|----------|----------|
| Tatehata | 398.1 | 199.1 |
| Utsu | 501.2 | 250.5 |
| Papazachos | 575.4 | 144.5 |
| Okal | 380.2 | 190.1 |

La distancia promedio entre la cordillera de Nazca y la fractura de Mendaña es de alrededor de los 550 km. Según los valores de la Tabla 2.1 la longitud que más se aproxima a dicha distancia es 575 km y está dada por la ecuación de Papazachos et al. (2004). La distancia promedio desde el Callao a la fosa marina es de 150 km, el ancho de la geometría de ruptura no puede ser mayor que esta distancia, nuevamente la ecuación de Papazachos et al. (2004) tiene mayor concordancia. Por lo tanto, se ha elegido esta relación de escalamiento para

obtener las dimensiones de la fuente sísmica del terremoto de Callao de 1746.

2.2.2. Condiciones para la generación de maremotos

No cualquier sismo es generador de maremotos. Para que un sismo genere un maremoto es necesario que cumpla las siguientes condiciones:

a) Que el epicentro del sismo esté ubicado en el mar o cerca de la línea de costa. Esto implica que la totalidad del área de ruptura o una parte de dicha área esté ubicado en el mar, de tal forma que se genere una deformación del fondo marino.

b) Que el sismo tenga un hipocentro superficial. Sin embargo, para un mega-terremoto, como el de 1746, esta regla podría no cumplirse (Fig. 2.3), puesto que, para una profundidad de 100 km la máxima deformación inicial sería de 4.30 m y esto sería mas que suficiente para generar un maremoto. Teóricamente, un sismo con profundidad focal de 200 km aún podría generar un maremoto; sin embargo, debido a la distribución de la sismicidad en zonas de subducción (como en el mar y litoral del Perú), la profundidad focal de los sismos no es mayor a los 60 o 70 km.

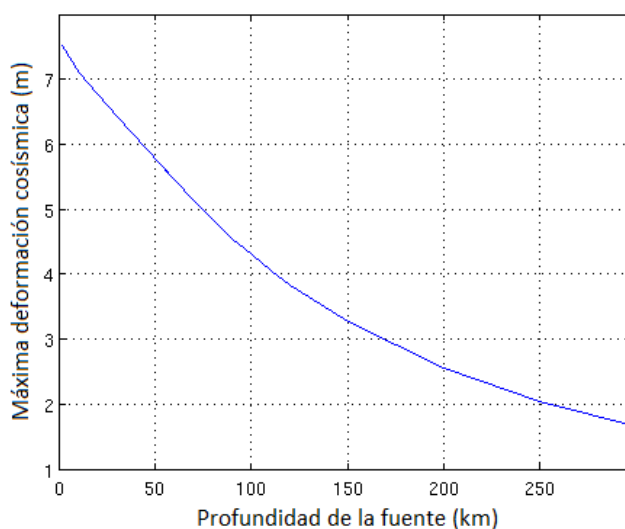


Fig. 2.3 Máxima deformación cosísmica vs. Profundidad de la parte superior de la fuente (según la teoría de Okada 1992) para un sismo similar al de 1746. Se observa una ley decreciente casi exponencial.

Según la relación empírica de Papazachos et al. (2004), entre la magnitud de momento sísmico M (M_w) y los parámetros focales L (km) y W (km), largo y ancho del área de ruptura para zonas de subducción, se obtiene la Tabla 2.2:

Tabla 2.2 Parámetros de la geometría de ruptura vs. magnitud del sismo.

| M_w | L (km) | W (km) |
|-------|----------|----------|
| 8.0 | 162 | 71 |
| 8.2 | 209 | 82 |
| 8.5 | 306 | 101 |
| 8.8 | 447 | 125 |

| | | |
|-----|------|-----|
| 9.0 | 575 | 145 |
| 9.2 | 741 | 167 |
| 9.5 | 1084 | 207 |

Para un mega-terremoto de magnitud 9.5 Mw, el ancho de ruptura sería poco más de 200 km. Por otro lado, el perfil de sismicidad para la región central del Perú (Fig. 3.6) muestra la zona de Wadati-Benioff; la profundidad del hipocentro de un sismo tectónico irá en aumento a medida que se avanza hacia el continente (aunque hay algunos sismos tectónicos superficiales). Por lo tanto, la probabilidad de ocurrencia de maremotos para sismos con epicentro en continente disminuye.

Tomando en cuenta el ancho de ruptura calculado, podemos estimar que el epicentro del sismo debería estar a no más de 50 km (alrededor de la cuarta parte del máximo ancho de ruptura, según la Tabla 2.2) de la línea de costa (en continente) para que una parte del área de ruptura esté ubicada en el mar y se genere un maremoto (Jiménez, 2010).

c) Que ocurra en una zona de subducción y que la fuente tenga una componente de deformación vertical y no sea solamente de desgarre con movimiento lateral. Como condición inicial de la dinámica del maremoto debe darse el llamado “efecto pistón”, producto de la deformación del fondo marino. Si ocurriese un sismo y no hubiera desplazamiento diferencial en el fondo marino entonces no se generaría un maremoto. Un sismo con una componente de deformación horizontal también podría generar un maremoto, si la batimetría en la región de la fuente tiene pendiente pronunciada, esta actuaría como una pared casi vertical que movería un gran volumen de fluido.

d) Que el grado de deformación (o cambio de la topografía) del fondo marino sea tal que dispare el mecanismo de generación del maremoto. Por lo general, para que esto ocurra la magnitud del sismo debe ser mayor a 7.0 Mw.

El momento sísmico, definido por (Aki, 1966), es:

$$M_0 = \mu LWU \quad (2.6)$$

Donde μ es el módulo de rigidez promedio de la zona de ruptura y U es la dislocación de la fuente. Talandier (1993) proporciona una relación entre el momento sísmico M_0 y el potencial destructivo de un maremoto. Por regla general, en los centros internacionales de alerta de maremotos, el umbral de alerta se establece en 10^{20} Nm (7.2 Mw). Todos aquellos sismos con momento sísmico igual o mayor son potencialmente maremotogénicos. El valor del momento sísmico M_0 determinará el tamaño y los efectos del maremoto (Tabla 2.3).

Tabla 2.3 Clasificación de maremotos según el momento sísmico (Talandier, 1993).

| Rango de valores de M_0 | Tipo de maremoto |
|---|-----------------------------------|
| $M_0 < 10^{20}$ N.m | No se genera maremoto |
| $10^{20} < M_0 < 10^{21}$ N.m | Probable maremoto pequeño y local |
| $10^{21} < M_0 < 5 \times 10^{21}$ N.m | Maremoto pequeño |
| $5 \times 10^{21} < M_0 < 2 \times 10^{22}$ N.m | Potencialmente destructivo |
| $M_0 > 2 \times 10^{22}$ N.m | Grande y destructivo |

2.3. ENERGÍA DEL SISMO Y DEL MAREMOTO

2.3.1. Cálculo de la energía sísmica

Dentro del proceso geodinámico de la Tierra, los casquetes tectónicos están sometidos a un lento desplazamiento y/o rotación. En general, a mayor tiempo de acumulación de energía, mayor será el tamaño del potencial terremoto o viceversa. La energía liberada por un sismo consta de 2 componentes: la que se transmite en forma de ondas elásticas y la que se transforma en calor, debido al rozamiento entre las placas, es absorbida y se disipa en la región de ruptura. Sólo la energía liberada en forma de ondas elásticas es registrada por los instrumentos sísmicos, mientras que la energía en forma de calor se disipa a través de un proceso termodinámico irreversible.

La escala de magnitud local o Richter M_L , la escala de magnitud de ondas superficiales M_S y la escala de ondas de volumen mb sufren saturación cuando la dimensión de la ruptura excede la longitud de onda de las ondas sísmicas usadas para la determinación de la magnitud. Esta saturación conduce a una estimación imprecisa de la energía liberada en los grandes sismos. Para evitar esta saturación se debe utilizar la escala de magnitud de momento M_w , la cual se relaciona con la energía E (Joules) a través de la ecuación (Kanamori, 1977):

$$\log(E) = 1.5M_w + 4.8 \quad (2.7)$$

La escala de magnitud de momento M_w no sufre saturación y es una escala de magnitud más adecuada para los terremotos grandes. La forma de la ecuación (2.7) fue deducida inicialmente para la escala de ondas superficiales M_s , sin embargo, sigue siendo válida aún para grandes sismos cuantificados en la escala de magnitud de momento M_w .

La energía liberada expresada en masa de TNT (trinitrotolueno) es (Encyclopedia of Science and Technology, 2007):

| | |
|-----------------------------|-----------------------------------|
| Energía por tonelada de TNT | $= 4.18 \times 10^9 \text{ J}$ |
| Energía por kilotón de TNT | $= 4.18 \times 10^{12} \text{ J}$ |
| Energía por megatón de TNT | $= 4.18 \times 10^{15} \text{ J}$ |

El equivalente de la energía liberada por la bomba nuclear de Hiroshima fue de 13 kilotones.

Para el terremoto del Callao de 1746 ($\approx 9.0 M_w$), la energía calculada es $1.99 \times 10^{18} \text{ J}$, lo que equivale a 477 megatones de TNT o a 36,718 bombas nucleares de Hiroshima. Cabe recordar que mientras la energía sísmica se libera al interior y en la superficie de la Tierra, la energía de una bomba nuclear se libera generalmente por encima de la superficie terrestre, dependiendo del lugar donde ocurre la explosión nuclear.

2.3.2. Cálculo de la energía del maremoto

Se puede calcular la energía transferida al maremoto en el marco de la Fig. 2.4b. Suponiendo que se crea una deformación en la superficie del mar sobre la sección deformada del lecho marino, inicialmente la energía del maremoto es netamente una energía potencial gravitatoria dada por la siguiente relación (Okal, 2009):

$$E = \frac{1}{2} \rho g L W (\Delta h)^2 \quad (2.8)$$

donde: ρ es la densidad del agua, g la aceleración de la gravedad, L y W las dimensiones de la geometría de ruptura, Δh es (por simplicidad) la máxima altura de la deformación en la superficie del mar. A partir de los modelos de deformación cosísmica inicial es posible calcular la energía del maremoto para el modelo homogéneo y el múltiple o compuesto. Para el caso del modelo múltiple o compuesto se tiene: $L = 550$ km, $W = 140$ km, $\Delta h = 8.53$ m, por lo que la energía sería 2.75×10^{16} J, lo que equivale a una bomba nuclear de 6.57 megatones de TNT o 505 bombas nucleares de Hiroshima.

El porcentaje de transferencia de energía (o factor de eficiencia) del medio sólido al medio líquido es de:

$$\eta = \frac{E(\text{maremoto})}{E(\text{sismo})} 100\% \quad (2.9)$$

Lo que da un valor de $\eta = 1.38$ %. Es decir, el 1.38 % de la energía elástica del terremoto es transferida del medio sólido (litósfera) al medio líquido (hidrósfera). Esto es importante porque permite realizar la simulación de la propagación e inundación del maremoto como un sistema desacoplado e independiente del medio sólido, de lo contrario habría que considerar en las ecuaciones de simulación el acoplamiento del sistema litósfera-hidrósfera.

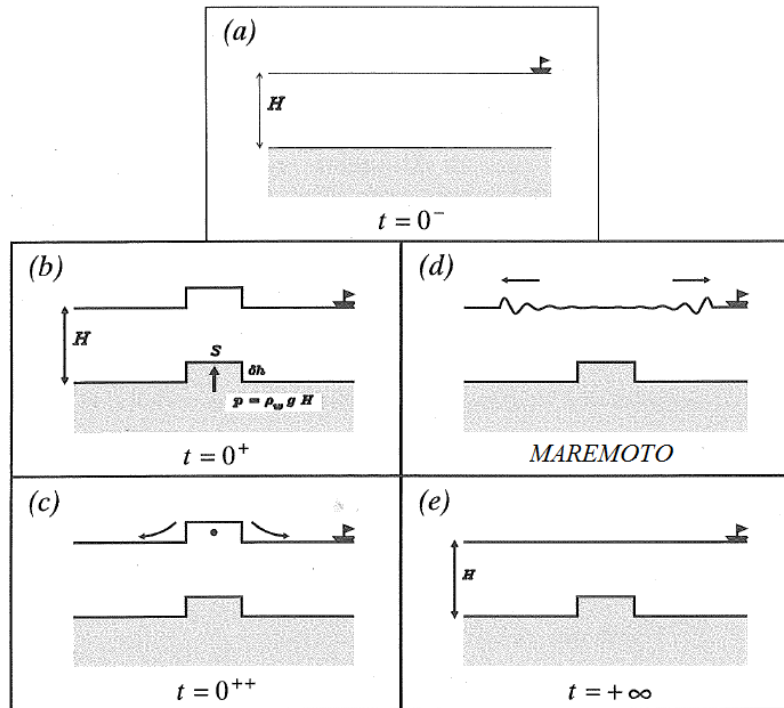


Fig. 2.4 Diagrama ilustrando la excitación de un maremoto debido a una dislocación sísmica. a) Columna oceánica no perturbada antes del sismo. b) Generación cosísmica de una deformación sobre el fondo oceánico, lo cual produce una deformación inmediata e idéntica en la superficie oceánica (debido a la incompresibilidad del fluido). c) Como el océano es un fluido, la deformación no conserva su forma y el agua empieza a fluir hacia los costados, d) creando una onda de maremoto. e) Luego de un tiempo muy grande, la superficie del océano retorna a su nivel original antes del sismo, llegando a una condición de equilibrio (Okal,

2009).

CAPÍTULO III

MARCO SISMOTECTÓNICO

El Perú está localizado en una de las regiones de más alta actividad sísmica que existe en la Tierra, siendo su actividad sísmica el resultado de la interacción de los casquetes litosféricos Nazca y Sudamérica y de los reajustes que se producen en la corteza terrestre como consecuencia de la interacción y la morfología alcanzada en la formación de la Cordillera Andina, lo que permite clasificar las fuentes sismogénicas en fuentes de subducción y fuentes continentales, respectivamente.

Según Udías y Mezcu (1986), la sismicidad ha sido considerada como la distribución geográfica de los sismos y de sus efectos destructores en la superficie. La base para su estudio es la recopilación de datos que permite identificarlos, por la fecha de ocurrencia, latitud y longitud del epicentro, tamaño del sismo y los daños producidos. Esta información sistematizada da origen a los catálogos sísmicos.

Los estudios de sismicidad se han extendido considerablemente con la incorporación de diversos parámetros de los sismos y su distribución en el espacio y el tiempo, así como su correlación con las características fisiográficas y geológicas de cada región. La importancia del estudio de la actividad sísmica de una región reside en el hecho de poder deducir las condiciones geodinámicas y sirve como punto de partida para determinar el peligro sísmico potencial.

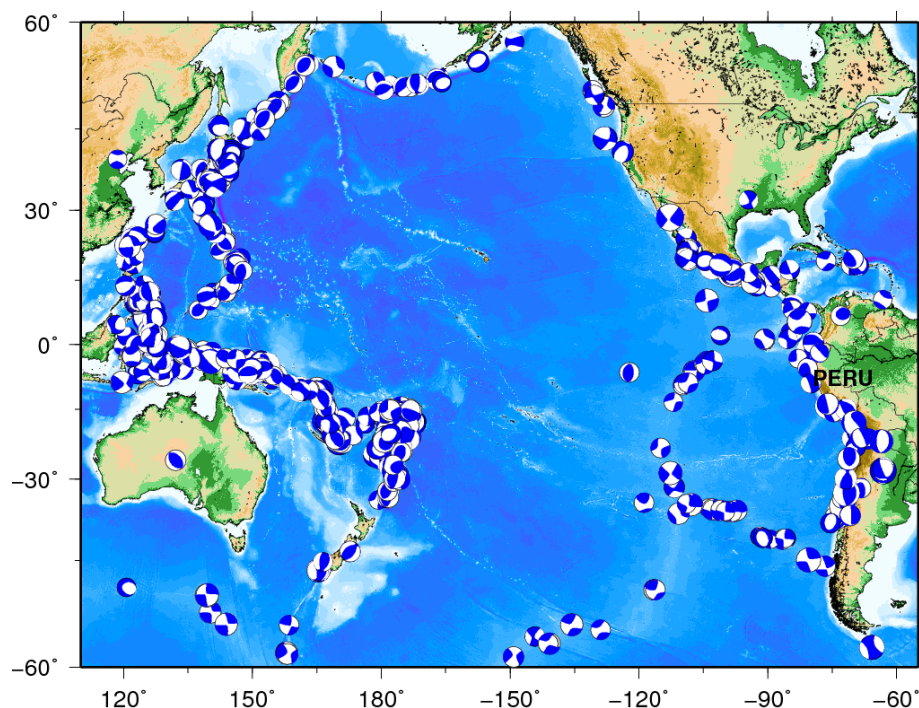


Fig. 3.1 Mapa de mecanismos focales para la región del Océano Pacífico para el año 2012, la magnitud es mayor de 5.0 Mw (Datos: www.globalcmt.org, acceso en Dic 2012). La

sismicidad refleja los límites de interacción entre los casquetes litosféricos.

Es un hecho conocido, desde la antigüedad, que unas regiones son mucho más propensas que otras a la ocurrencia de sismos. Esto permite separar zonas sísmicamente activas de otras que no lo son. Una de las características más importantes de la distribución de los sismos es que éstos están concentrados en franjas relativamente estrechas, que forman una red que divide la superficie de la Tierra en un conjunto de regiones (casquetes litosféricos tectónicos), cuyo interior es prácticamente asísmico (Fig. 3.1). De estas franjas o alineaciones de sismos, unas ocupan los márgenes de los continentes y otras están situadas en el interior de los océanos coincidiendo con las grandes cordilleras submarinas. No en todos los márgenes de continentes se producen sismos, lo que permite separarlos en activos y pasivos; por ejemplo, el margen occidental de América es activo, mientras que, el oriental no lo es (Udías y Mezcuca, 1986).

Distribución de los terremotos en profundidad

Los sismos se clasifican en función de su tamaño, magnitud, fecha de ocurrencia, tipo de daño, región donde ocurre y por la profundidad de su foco. Para efecto del presente estudio se realiza una clasificación de acuerdo a la profundidad de sus focos. De acuerdo a esto se clasifican como (Udías y Mezcuca, 1986):

- Sismos con foco superficial: de 0 a 60 km de profundidad.
- Sismos con foco intermedio: de 60 a 300 km de profundidad.
- Sismos con foco profundo: mayores a 300 km de profundidad.

Dentro de esta clasificación, podemos mencionar que los sismos superficiales son los más severos y los que potencialmente podrían generar un maremoto, siempre y cuando cumplan con las condiciones para su generación.

En el caso del Perú, de acuerdo a la geometría del proceso de subducción, los sismos tectónicos de foco superficial se distribuyen generalmente en el océano y en el continente cerca de la línea de costa. Los sismos intermedios se distribuyen generalmente en la costa y sierra. Los sismos de foco profundo se distribuyen generalmente en la zona de selva, entre los límites de Perú-Colombia, Perú-Bolivia y Perú-Brasil (Stauder, 1975).

Así como algunas zonas de la Tierra son activas y otras no, en unas zonas activas se dan sismo superficiales y en otras sólo profundos. Respecto a su profundidad, los sismos que se dan en las cordilleras oceánicas son superficiales, mientras que los sismos profundos se dan preferentemente en los márgenes activos de los continentes (o zonas de subducción), en especial, los que rodean al Océano Pacífico (Udías y Mezcuca, 1986).

3.1. EL PROCESO DE SUBDUCCIÓN

A pesar de la variedad de los casquetes litosféricos, los tipos de contactos, márgenes o fronteras entre los casquetes litosféricos se reducen fundamentalmente a tres: márgenes de divergencia o extensión, márgenes de convergencia o subducción y márgenes de fractura de deslizamiento horizontal o de transformación. La litósfera que se crea en los márgenes de divergencia se consume en los de convergencia, ya que la superficie de la Tierra es limitada y no puede crearse nueva litósfera en una zona si no se consume en otra.

Los márgenes de subducción o convergencia marcan aquellas zonas en las que los casquetes litosféricos convergen uno con otro. Este movimiento obliga a uno de ellos a introducirse por debajo del otro, resultando que la litósfera (de alrededor de 50 km de espesor) se consuma o destruya. Cuando uno de los casquetes litosféricos es de naturaleza continental, el casquete litosférico oceánico es el que se introduce por debajo del otro, debido a la baja densidad del casquete litosférico continental, que opone una gran resistencia a la penetración del manto de mayor densidad (Figura 3.2). De esta forma, la litósfera continental se ha conservado prácticamente constante, mientras la oceánica se crea y se destruye (Udías y Mezcua, 1986).

La estructura de un margen de subducción está representada esquemáticamente en la Figura 3.2. En general, el frente del casquete litosférico subducente (referido al fondo marino) tiene una cierta curvatura penetrando desde la parte convexa. En algunos casos, como en la costa occidental de América del Sur, la zona de subducción está directamente pegada a la costa y el casquete litosférico oceánico se introduce con un ángulo pequeño bajo la litósfera continental a una velocidad promedio de 61 mm por año en la Región Central de Perú (Norabuena et al., 1998). Esta situación se produce por el movimiento del continente hacia el frente de subducción, impidiendo la formación de una cuenca marginal.

En general, en las zonas de subducción, el hundimiento del casquete litosférico produce una pronunciada fosa oceánica. Parte del material introducido en el manto asciende hacia la superficie, formando zonas de volcanismo activo detrás del frente de subducción. Este volcanismo, si el frente está muy cercano de la costa, aparece en el mismo continente como ocurre a lo largo de la costa occidental americana. Generalmente, la línea de volcanes, paralela a la fosa oceánica, está situada a unos 250 km de distancia de la fosa marina, para el caso del Perú. La producción de este fenómeno se supone que es debida a la migración hacia la superficie del material menos denso, contenido en el casquete litosférico que ha penetrado dentro del manto (Udías y Mezcua, 1986).

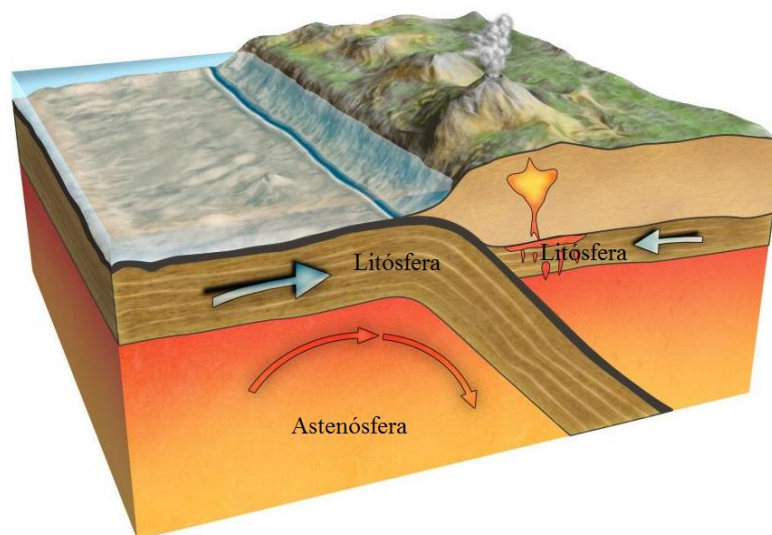


Fig. 3.2 El proceso de subducción: el casquete litosférico oceánico se introduce debajo del casquete continental. Las flechas indican la dirección de convergencia entre ambos casquetes. (www.wisegeek.org/what-is-a-subduction-zone.htm, acceso: Nov 2014).

En el caso del Perú, la zona de subducción se extiende a lo largo de toda la costa, donde el casquete litosférico de Nazca se introduce debajo del casquete litosférico Continental o

Sudamericano, según el patrón de los perfiles sísmicos de la Figura 3.6. En las zonas de subducción se producen los sismos de mayor magnitud.

3.1.1 El cinturón sísmico del Pacífico

El Cinturón Sísmico del Pacífico es la principal zona de peligro sísmico mundial (Figura 3.3), ya que casi todas las zonas de subducción presentes en la Tierra se ubican alrededor del Océano Pacífico, al igual que más de las tres cuartas partes de todos los volcanes activos, durmientes o extinguidos. El Cinturón Sísmico del Pacífico se extiende a lo largo de los Andes (América del Sur), la cordillera de América del Norte, las islas Aleutianas, la península de Kamchatka al este de Siberia, las islas Kuriles, Japón, Filipinas, Sulawesi, Nueva Guinea, las islas Salomón, Nueva Caledonia y Nueva Zelanda. En esta zona se han producido grandes sismos que han ocasionado frecuentes catástrofes a lo largo de los años. En América del Sur, los sismos son superficiales en las zonas costeras y son más profundos hacia el interior del continente. En su parte occidental, la costa del Pacífico está orlada por una serie de arcos de islas, desde el más septentrional de las islas Aleutianas hasta el de Fiji y Honda en el sur, en los que se dan sismos superficiales y profundos de gran magnitud.

La mayor concentración de sismos se encuentra en el borde del Océano Pacífico, tanto de Centro como de Sur América. Desde el punto de vista tectónico, este es un borde de subducción en el cual la corteza oceánica se introduce por debajo de la continental. En el borde oriental del Pacífico, el casquete litosférico oceánico está dividido en dos casquetes más pequeños, el casquete de Cocos al norte y el casquete de Nazca al sur. Estos dos casquetes litosféricos son empujados contra el continente, formando una zona de subducción y dando origen a la cordillera de los Andes.

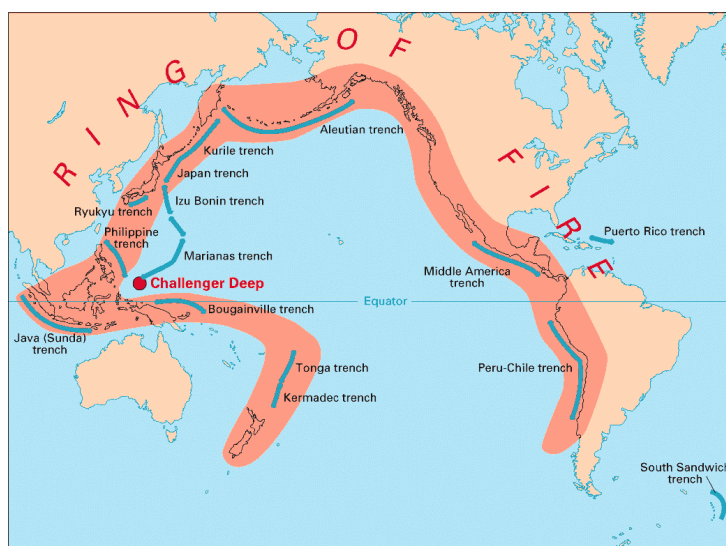


Fig. 3.3 El Cinturón Sísmico del Pacífico en color naranja. Las zonas de subducción están representadas por las líneas de color azul (www.universetoday.com, acceso: mayo 2014).

La región Andina, desde Colombia hasta la Tierra del Fuego, es sacudida frecuentemente por grandes sismos, contribuyendo, aproximadamente, con el 15% de la energía sísmica disipada en todo el mundo en este siglo. Los sismos son superficiales en la zona costera aumentando su profundidad hacia el interior del continente. Perú ha sido afectado en muchas ocasiones por grandes sismos, la mayoría de ellos localizados en la mitad sur de su zona costera. En 1960, todo Chile fue sacudido por un gran sismo (9.5 Mw), cuyas réplicas se produjeron por más de

1 año. El área de ruptura del sismo de Chile abarcó una longitud de unos 1000 km, a lo largo de la costa. Todos estos eventos sísmicos ocurren en el llamado Cinturón Sísmico del Pacífico, el cual constituye una zona sísmicamente activa (Udías y Mezcua, 1986).

3.2. SISMOS IMPORTANTES OCURRIDOS EN PERÚ

Silgado (1978) realizó la más importante descripción ordenada de la historia sísmica del Perú. Desde el siglo XVI hasta el siglo XIX, se reportan los sismos sentidos en las ciudades principales, quedando sin registrar sismos importantes que pueden haber ocurrido en regiones remotas. Dorbath et al. (1990) analizaron los grandes sismos históricos, mostrando la existencia de tres zonas diferentes correspondientes a la segmentación del casquete litosférico de Nazca que subduce al casquete Sudamericano.

En los últimos 400 años, el centro y sur del país han sido afectados por más de 30 sismos con variable severidad (Silgado 1978, www.igp.gob.pe, acceso: Dic 2014), destacando los siguientes:

Tabla 3.1. Principales sismos históricos ocurridos en Perú.

| Año | Lugar | Descripción |
|--------------|----------------|---|
| 1604, 24 Nov | Tacna | Destruyó las ciudades de Tacna, Arequipa, Moquegua y Arica. El mar se salió en el puerto de Arica y causó la muerte de 23 personas, alcanzando intensidades de X (MM). |
| 1715, 22 Ago | Arequipa | Este sismo destruyó viviendas, produjo derrumbes de las partes altas de los cerros y sepultó a los pequeños pueblos situados en las colinas y valles, las réplicas continuaron por espacio de dos meses, alcanzando grandes intensidades. |
| 1746, 28 Oct | Lima | De la larga historia sísmica de Lima, este fue el terremoto con el mayor impacto conocido. De las 3,000 casas que en ese entonces tenía la ciudad, quedaron en pie sólo 25. El sismo produjo un maremoto en el Callao, donde de un total de 5,000 personas sobrevivieron sólo 200. La intensidad fue de X-XI MM en Lima y Callao. |
| 1868, 13 Ago | Arica | Tuvo epicentro cerca de Arica y alcanzó una magnitud de 9.0 Mw. Destruyó las ciudades de Tacna, Tarata, Moquegua y Arequipa, en el sur del Perú, y la ciudad de Arica, en Chile. Alcanzó intensidades de XI y generó un Maremoto con olas de hasta 16 m que afectaron especialmente la ciudad de Arica. En la ciudad de Arequipa ocasionó la destrucción de la Catedral, el Portal de Flores y la Iglesia de La Compañía; según investigadores puede ser uno de los terremotos mayores que se hayan comprobado en el Perú. |
| 1877, 09 May | Iquique | Con una magnitud de 8.5 Mw, este sismo destruyó las ciudades de Arica, Iquique y Antofagasta, en el norte de Chile. |
| 1940, 24 May | Lima | Con una magnitud 8.2 Mw, causó 179 muertos y 3,500 heridos. La intensidad fue de VII-VIII MM en Lima. Luego del sismo se produjo un pequeño maremoto, se observó una retirada del mar en Ancón, Callao y Pisco. |
| 1942, 24 Ago | Ica - Arequipa | Tuvo una intensidad de IX MM. Murieron 30 personas. El 30% de las edificaciones de Nazca sufrieron colapso total. En el puerto de Lomas el mar se retiró 200 m, regresando luego para inundar la población, destruyendo embarcaciones, almacenes y causando heridos. |
| 1966, 17 Oct | Lima | La ciudad de Lima fue estremecida por un sismo, siendo el más fuerte desde el de 1940. Dejó un saldo de 100 muertos y numerosos daños materiales. La máxima intensidad en Lima fue de VIII MM. Luego de 50 minutos del sismo se produjo un maremoto moderado, lo que se registró en los mareógrafos de la Punta, Chimbote y San Juan. En Casma y Tortugas hubo inundación. |
| 1970, 31 May | Ancash | Considerado el sismo más catastrófico producido en el país en el siglo XX, con una magnitud 7.8 en la escala de Richter, con epicentro en el mar a 50 km al oeste de Chimbote y con una profundidad aproximada de 30 km, afectando aproximadamente un territorio comprendido entre 175 km al norte del epicentro, 180 km al sur y 170 km hacia el interior del departamento de Ancash. Causó 67,000 muertos, 150,000 heridos, 800,000 personas sin hogar y 2 millones de personas afectadas. El 95% de las viviendas de adobe existentes en las zonas afectadas fueron destruidas, generándose pérdidas estimadas en unos |

| Año | Lugar | Descripción |
|--------------|-------------|---|
| | | 2,000 millones de dólares actuales. Produjo un alud que sepultó las ciudades de Yungay y Ranrahirca. No se menciona la generación de maremoto. |
| 1996, 12 Nov | Ica (Nazca) | El día 12 de Noviembre se produjo un violento terremoto en el sur del país de magnitud 7.5 Mw, con epicentro 135 km al Sur Oeste de Nazca. Daños personales: 17 personas fallecidas, 1.591 personas heridas, 94.047 personas damnificadas. Daños materiales: 5.346 viviendas destruidas, 12.700 viviendas afectadas, 448 centros educativos (entre afectados y destruidos), 44 centros de salud (entre afectados y destruidos), 29 locales públicos afectados. |
| 2001, 23 Jun | Arequipa | Sismo de magnitud 8.4 Mw, causando daños en unos 55.500 kilómetros cuadrados del sur occidente del Perú; 25 minutos después, fue seguido de un maremoto que afectó una franja litoral de 100 km entre los poblados de Ocoña y Quilca, internándose el agua en el territorio en un promedio de 500 metros en zona plana, llegando en algunos lugares hasta 1 km. Daños personales: 219.420 personas damnificadas, 83 personas fallecidas, 2.812 personas heridas. Daños materiales: 37.576 viviendas afectadas y 22.052 viviendas destruidas. |
| 2007, 15 Ago | Ica (Pisco) | El 15 de agosto de 2007, la zona sur de la región central de Perú fue nuevamente afectada por un terremoto de magnitud 8.0 Mw, produciendo una fuerte destrucción en los departamentos de Lima (provincias de Cañete y Yauyos), Ica (provincias de Ica, Chincha y Pisco) y Huancavelica (provincias de Castrovirreyna, Huaytará y Huancavelica), evaluándose intensidades máximas de VII-VIII en la escala de Mercalli Modificada (MM). El terremoto produjo intensidades de V (MM) en la ciudad de Lima y fue sentido hasta las ciudades de Piura, Arequipa, Cusco y Pucallpa con intensidades del orden de II-III (MM). Este sismo tuvo como características principales su gran duración y el aparente proceso complejo de ruptura que experimento, para luego ser seguido por un gran número de réplicas con magnitudes que no sobrepasaron los 6.5 Mw. El terremoto del 15 de Agosto se constituye como el de mayor magnitud y duración registrada en esta región en los últimos 100 años. |

3.3. MORFOLOGÍA Y TECTÓNICA DEL PERÚ

En la Figura 3.4 se presenta un modelo digital de elevación de la región del Perú basado en los datos de topografía satelital Etopo (Smith and Sandwell, 2006), con una resolución horizontal de 1.8 km. Se puede observar claramente la distribución de las zonas morfológicas del Perú. La fosa marina está representada por las zonas de color azul oscuro, mientras que los picos andinos están representados por las zonas de color rojo.

La tectónica de casquetes litosféricos implica la formación, movimiento lateral, interacción y destrucción de dichos casquetes. La mayor parte de la interacción termodinámica del interior de la Tierra se revela a través de este proceso y muchas de las grandes estructuras topográficas de la Tierra se forman como consecuencia de dicha interacción. Los casquetes litosféricos convergen y se destruyen a medida que se hunden en las zonas de subducción dando lugar a las profundas fosas oceánicas, cadenas de volcanes, grandes elevaciones lineales y retorcidos cinturones de montañas. En general, la evolución geodinámica del Perú está controlada por los siguientes rasgos tectónicos: la Cordillera de Nazca, la Fractura de Mendaña, la Fosa Peruana, la Cordillera Andina, la Llanura Amazónica y los diferentes sistemas de fallas distribuidos en el interior del continente (Bernal y Tavera, 2002).

La Zona Costera (ZC).- Zona estrecha de 40 km de ancho (en promedio) que se extiende de norte a sur y está constituida en su mayoría por suaves plegamientos volcánicos y rocas sedimentarias del Mesozoico. La Zona Sur está formada por basamentos de rocas cristalinas plegadas y sujetas a deformación desde el precámbrico.

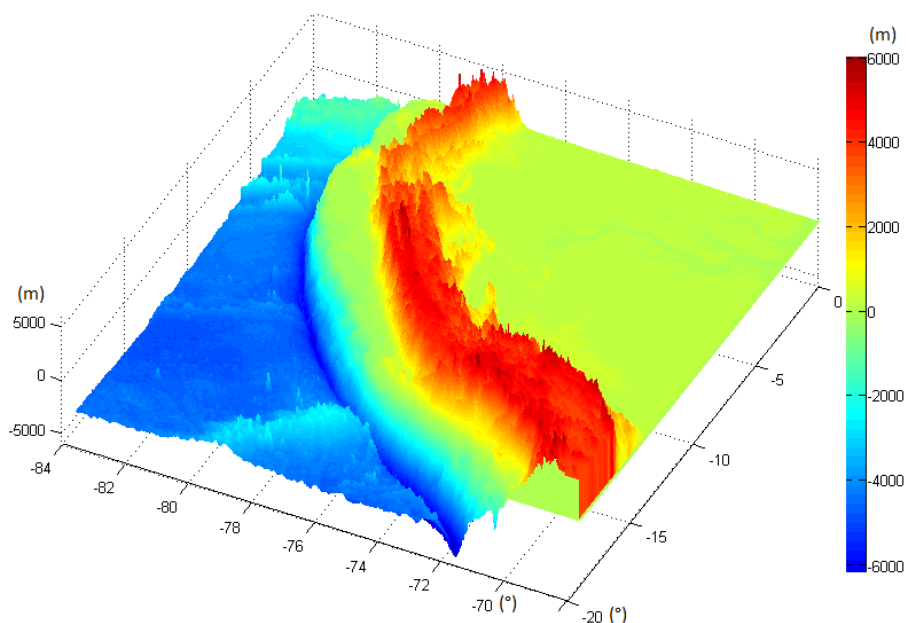


Fig. 3.4 Modelo 3D de la topografía y batimetría del Perú.

La Cordillera de Nazca es una cordillera oceánica que se localiza en el extremo Nor-Oeste de la región Sur de Perú frente al Departamento de Ica. Esta cordillera sigue una orientación NE-SO en dirección perpendicular a la fosa peruana, de tal modo que su extremo NE se ubica frente al departamento de Ica (alrededor de la latitud 15° Sur) en donde presenta un ancho de aproximadamente 220 km sobre la cota de los 2000 m (con respecto al fondo marino promedio). Sin embargo, su ancho y altitud disminuye gradualmente hacia su extremo SO. La cota de los 2000 m de esta cordillera se localiza alrededor de 50 km de distancia de la línea de fosa, mientras que las zonas con cotas menores a los 2000 m ya subdujeron bajo el casquete litosférico continental (Sebrier et al., 1985). La Cordillera de Nazca presenta una forma asimétrica, siendo probablemente esta característica determinante para los diferentes procesos geodinámicos que se producen en esta región.

La Fractura de Mendaña corresponde a una falla de la corteza oceánica que se localiza en el extremo NO de la región Central de Perú, frente al Departamento de Ancash (10° - 12° de latitud Sur). En la actualidad, esta fractura tiene una orientación NE-SO; es decir, perpendicular a la línea de la fosa peruana y un ancho de alrededor de 80 km. En la actualidad, no se dispone de mayor información sobre las características físicas de esta fractura (Bernal y Tavera, 2002).

La Fosa Peruana delimita el inicio de la interacción entre el casquete litosférico de Nazca y la Sudamericana. Litológicamente, la fosa está formada por sedimentos de la era terciaria (que han formado cuencas petroleras en el norte del Perú) de diferente potencia depositados sobre rocas pre-existentes. Frente a la costa de Perú la fosa presenta profundidades máximas de hasta 6000 m en la región Norte y Sur; mientras que en la Región Centro es del orden de 5000 m (frente a Lima). La fosa peruana presenta una contorsión NNO-SSE en la región Norte y Centro, y NO-SE en la región Sur de Perú. El cambio en la orientación de la fosa se produce frente a la Cordillera de Nazca (Bernal y Tavera, 2002).

La Cordillera Andina se distribuye paralela al borde occidental de Sudamérica sobre una

extensión de 7000 km y con una altura máxima de 6961 m sobre el nivel del mar (correspondiente al pico Aconcagua, en Mendoza - Argentina). En Perú, de Norte a Sur, la Cordillera de los Andes se presenta bien definida; sin embargo, es notoria la presencia de dos deflexiones, en la latitud 5°S, denominada deflexión de Huancabamba, y en la latitud 14°S, denominada deflexión de Abancay. Estas deflexiones originan el cambio parcial de la orientación de la Cordillera en dirección NE-SO y Este-Oeste respectivamente. Transversalmente, la Cordillera Andina presenta diversas unidades morfoestructurales y anchos que oscilan entre 250 km en la región Norte y Centro de Perú hasta 500 km en la frontera entre Perú, Chile y Bolivia (Tavera y Buforn, 1998).

Las unidades tectónicas estructurales se han formado como resultado de una tectónica activa cuya principal fuente de energía radica en el proceso de subducción del casquete litosférico oceánico bajo el casquete litosférico continental. En las regiones norte y centro del Perú el proceso de subducción se inicia con un ángulo de 12° hasta profundidades del orden de 100 km, a partir del cual el contacto de casquetes es casi horizontal. En la Región Sur, el proceso de subducción se inicia con un ángulo de 30° constante hasta profundidades de 300 km aproximadamente, para profundidades mayores (hasta los 700 km) dicho ángulo aumenta (Figura 3.6 c).

3.4. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD DEL PERÚ

El propósito de esta sección y de las Figuras 3.5 y 3.6 es describir la sismicidad del Perú y en particular analizar la sismicidad de la zona de gestación del sismo y maremoto de Callao de 1746. El análisis de la sismicidad histórica ha permitido evaluar la recurrencia de sismos de gran magnitud a lo largo de la costa peruana y delinear las regiones de mayor peligro sísmico. La sismicidad instrumental permite el análisis de la distribución geográfica de los sismos y sus efectos destructores, siendo la base para su estudio, la recopilación de datos instrumentales sobre los sismos, tales como fecha, localización, daños producidos, etc.

El borde occidental de América del Sur se caracteriza por ser una de las regiones sísmicamente más activas en el mundo. El Perú forma parte de esta región y su actividad sísmica más importante está asociada al proceso de subducción del casquete litosférico de Nazca (oceánica) bajo el casquete litosférico Sudamericano (continental), generando frecuentemente sismos de magnitud elevada. Un segundo tipo de sismicidad, es producido por las deformaciones corticales, presentes a lo largo de la Cordillera Andina, con sismos de menor magnitud y frecuencia. La distribución y origen de los sismos en Perú ha sido tema de diversos estudios utilizando datos telesísmicos y regionales a fin de estudiar la geometría de la subducción del casquete litosférico de Nazca bajo el Sudamericano o bien para delinear las zonas de mayor deformación superficial en el interior del continente (Stauder, 1975, Barazangi and Isacks, 1979).

En la Figura 3.5, se muestra un mapa de la actividad sísmica ocurrida en Perú durante el periodo 1973-2014 para magnitudes mayores a 5.0 Mw según el catálogo del USGS (2014). El Instituto Geofísico del Perú (IGP) ha calculado la sismicidad en el periodo 1964-2008; sin embargo, no se tiene acceso a dichos datos.

La sismicidad con hipocentros de profundidad superficial ($h < 60$ km), se localiza entre la fosa y la línea de costa con ocurrencia frecuente de sismos de magnitud elevada (13 Enero 1960, 17 Octubre 1966, 31 Mayo 1970). Otra zona importante de sismicidad se produce por la

subsistencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Andina en el interior del continente. La mayoría de estos sismos se localizan en la zona de transición entre la Cordillera Oriental y el margen occidental de la zona Subandina (entre latitud 3°S y 13°S). En el Altiplano también existen sismos superficiales, pero son menos numerosos y más dispersos. Por lo general, los sismos que ocurren en estas regiones tienen magnitudes moderadas (24 julio de 1969, 5.9 M_L , 01 octubre de 1969, 5.9 M_L , 30 de mayo de 1990, 6.1 M_L y 5 de abril de 1992, 6.5 M_L), excepto el sismo de Quiches (10 Nov 1946, 7.8 M_L). Algunas zonas, entre la línea de costa y la Cordillera Occidental (latitud 4°S a 13°S) y en la región sur del Perú (latitud 13°S a 16°S), presentan una menor sismicidad, mostrando que en estas zonas el régimen de deformación cortical es menor o que existen periodos mayores de recurrencia para sismos de magnitud elevada (Tavera y Bufo, 1998).

Los sismos con foco de profundidad intermedia ($60 < h < 300$ km) se distribuyen de manera irregular, pudiendo identificarse tres zonas: la primera se distribuye paralela a la línea de costa desde la latitud 9°S hasta 19°S. En esta zona ocurrieron los sismos del 28 de mayo de 1982 (6.5 M_L) y 18 de abril de 1993 (6.2 M_L). Un segundo grupo se localiza en el interior del continente (zona norte y centro) paralelo a la Cordillera Oriental y zona Subandina. Estos sismos siguen una línea (N-S) aproximadamente. El tercer grupo de sismicidad se localiza en la Región Sur del Altiplano y se caracteriza por su alto índice de sismicidad. En los dos primeros grupos los sismos alcanzan profundidades de 100-150 km y en el tercer grupo hasta 350 km de profundidad (Tavera y Bufo, 1998).

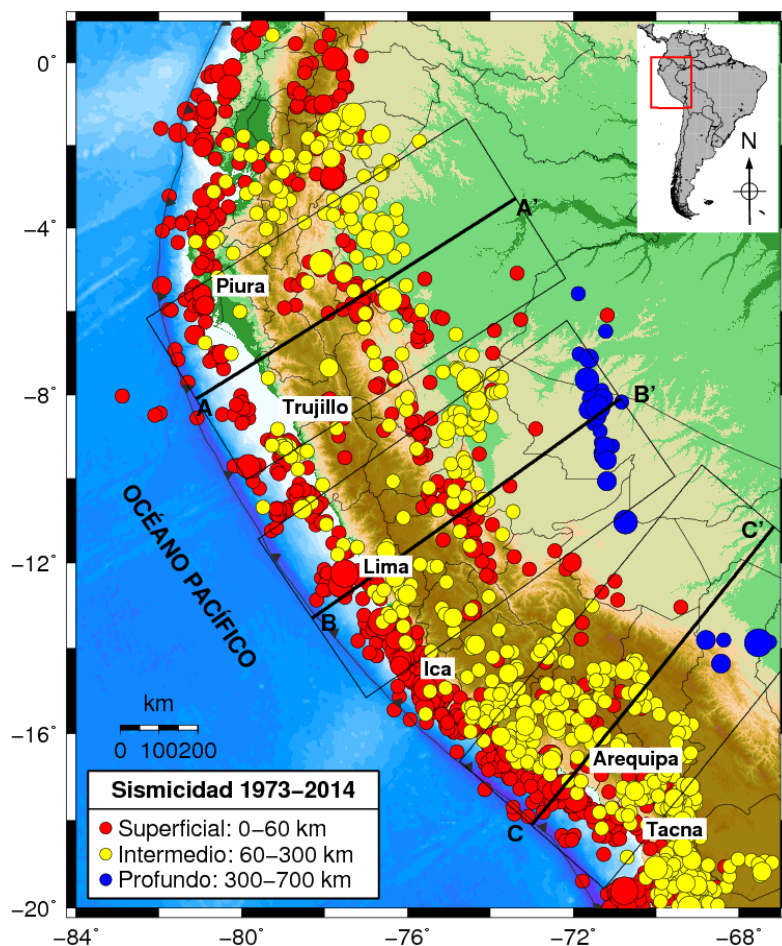


Fig. 3.5 Mapa de sismicidad del Perú durante el periodo 1973-2014 ($M > 5.0$ Mw) según el catálogo del USGS (2014). Las líneas negras representan los perfiles de corte.

La actividad sísmica con profundidad mayor a 300 km se localiza en las regiones Centro y Sur de la Llanura Amazónica (Fig. 3.5). Esta sismicidad es mayor en la Región Central (latitud 6°S a 11°S) y se alinea en dirección N-S sobre una área de 500 km de longitud (borde Perú - Brasil) y en la región Sur (borde Perú - Bolivia) es menos numerosa y más dispersa.

3.4.1. Distribución de la sismicidad según la profundidad

En la Figura 3.6 se muestra 3 perfiles verticales de sismicidad con dirección perpendicular a la fosa marina, con un ancho de banda de la proyección de 500 km por una longitud de 1000 km, de acuerdo a los rectángulos indicados en la Fig. 3.5. El perfil A-A' (Fig. 3.6 a) presenta los sismos de la zona de Wadati-Benioff con una profundidad máxima de 100 km casi uniforme entre la costa y hasta 300 km al este, y de 300 a 750 km al este, la profundidad máxima es alrededor de 150 km casi uniforme.

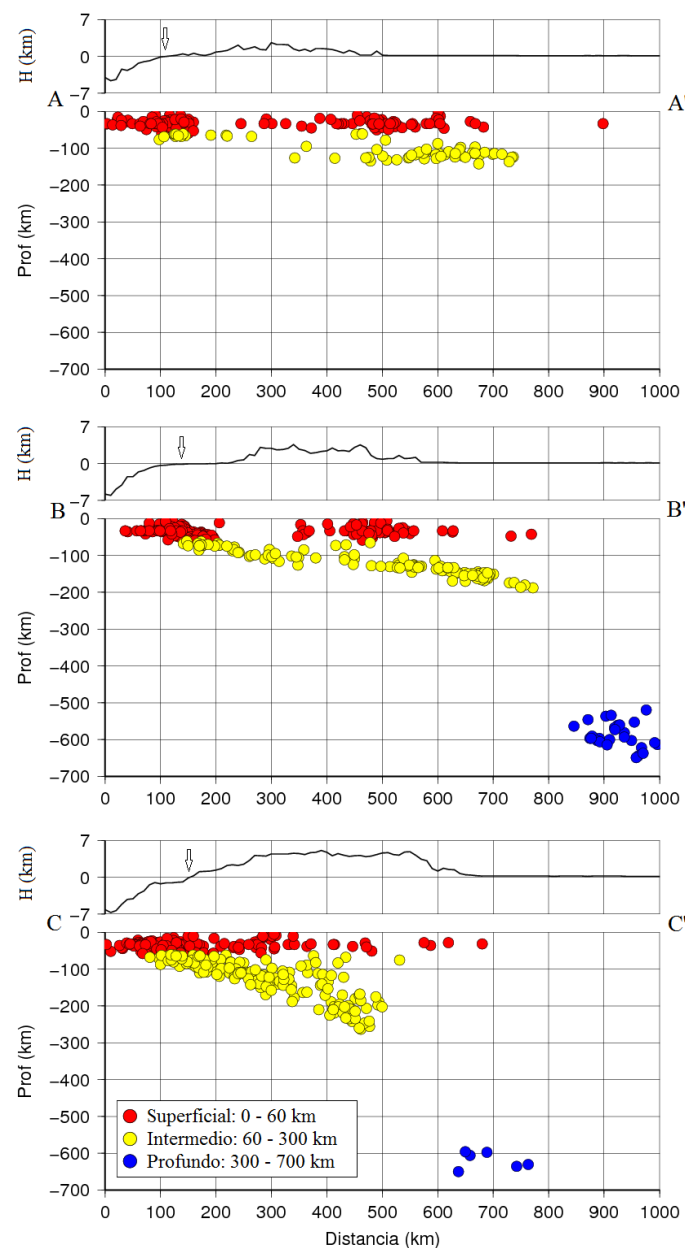


Fig. 3.6 Perfiles verticales de topografía y sismicidad de Perú para el periodo 1973-2014. Las flechas indican la posición a lo largo de la costa en la región: a) Norte, b) Centro, c) Sur. Entre 180 y 400 km de distancia horizontal desde el punto A (Fig. 3.6 a), se observa menor ocurrencia de sismos, siendo estos más superficiales. A partir de la distancia de 350 km, aumenta el número y la profundidad de los sismos, hasta una distancia horizontal de 750 km desde la fosa. Estas profundidades indican el límite de la subducción del casquete litosférico de Nazca bajo el Sudamericano.

En el perfil B-B' (Fig. 3.6 b) la distribución de los hipocentros sigue el mismo patrón descrito anteriormente, pero se observa una ausencia de actividad sísmica superficial entre los 200 km y 340 km de distancia horizontal desde el punto B, debido al nivel de detección ($M_w > 5.0$) y a la cobertura de las estaciones sísmicas de la red mundial. En ambas secciones verticales y hasta unos 100 - 150 km de profundidad, los hipocentros se distribuyen según una línea con pendiente de 15° - 20° y a partir de esta profundidad (distancia horizontal de 200 km desde B), el límite del casquete litosférico es prácticamente horizontal. Los sismos con hipocentro profundo se distribuyen desde los 500 km hasta los 700 km de profundidad.

En la región Sur del Perú, perfil C-C' (Fig. 3.6 c), la distribución vertical de los hipocentros presenta características diferentes. La máxima profundidad de los sismos aumenta monótonicamente de Oeste a Este con una pendiente de 25° - 30° hasta 300 km de profundidad. Sin embargo, los sismos con hipocentros a profundidad intermedia solo se localizan hasta una distancia de 500 km a partir de la fosa, a distancias mayores se encuentran los sismos superficiales ($h < 60$ km) o profundos ($h > 500$ km). En las secciones verticales B-B' y C-C', también se muestran los sismos profundos que se concentran en las regiones Centro y Sur de la Llanura Amazónica. Estos hipocentros se distribuyen entre 500 y 650 km de profundidad, siendo más numerosos en el borde Perú-Brasil y menos en el borde Perú-Bolivia.

Según Tavera y Bufo (1998), la ausencia de sismos entre los 200 y 500 km de profundidad en la región centro, entre los 300 y 500 km en la región sur, sugiere la posible discontinuidad del casquete litosférico de Nazca en el proceso de subducción a mayores niveles de profundidad. Sin embargo, James y Snoke (1990) realizaron experimentos de campo para estudiar la continuidad de las propiedades físicas de la zona Wadati-Benioff, sus conclusiones fueron que la zona donde se desarrollaba la actividad sísmica de Wadati-Benioff y vecina era continua.

3.4.2. Distribución de los mecanismos focales

Se destaca el trabajo pionero de Stauder (1975), quien examinó 40 sismos ocurridos en el periodo 1963-1972 en la zona oeste de Sudamérica desde la latitud 0° hasta -18° . De estos, 14 eventos fueron de profundidad superficial localizados entre la línea de costa y la fosa. Las soluciones del plano focal indicaban un tipo de falla inversa, con los planos de ruptura a lo largo de la interface entre las placas oceánica y continental. El buzamiento del plano de ruptura fue entre 10° y 15° y la dirección del buzamiento era casi perpendicular a la costa. Posteriormente, dentro del proyecto Global CMT (Centroid Moment Tensor) se calcularía los mecanismos focales. En la Figura 3.7 se muestra un mapa de mecanismos focales para el Perú ($M > 5.0$ Mw) en el periodo 1976-2012.

Los sismos superficiales, localizados entre la fosa y la línea de costa, presentan un mecanismo

focal de falla inversa con planos nodales orientados en dirección N-S (región Norte) y NO-SE (región Centro y Sur). Los sismos frente al Callao se caracterizan por presentar uno de los planos nodales próximo a la vertical buzando hacia el Oeste y el otro casi horizontal con buzamiento hacia el Este. Estos mecanismos focales son típicos de la zona de subducción en la región Central de Perú (subducción de tipo casi horizontal), siendo el plano de falla con buzamiento hacia el Este asociado al proceso de la subducción. Los sismos que se producen a lo largo de esta zona presentan un incremento en sus profundidades de Oeste a Este. Los sismos con hipocentro a profundidad superficial localizados en el interior del continente presentan mecanismos focales de fallas inversas y se distribuyen de Norte a Sur a lo largo del extremo oriental de la Cordillera Andina (zona Subandina). En general, la zona Subandina presenta plegamientos y fallas inversas con planos de falla orientados en dirección paralela a la Cordillera y buzamiento hacia el Oeste. Para los sismos de foco a profundidad superficial, los ejes de presión se concentran de Norte a Sur entre la fosa y la línea de costa y se orientan predominantemente en dirección ENE-WSW a E-W. Estos esfuerzos están asociados al acoplamiento intersísmico entre la placa oceánica y la continental, al inicio del proceso de subducción (Tavera y Bufo, 1998).

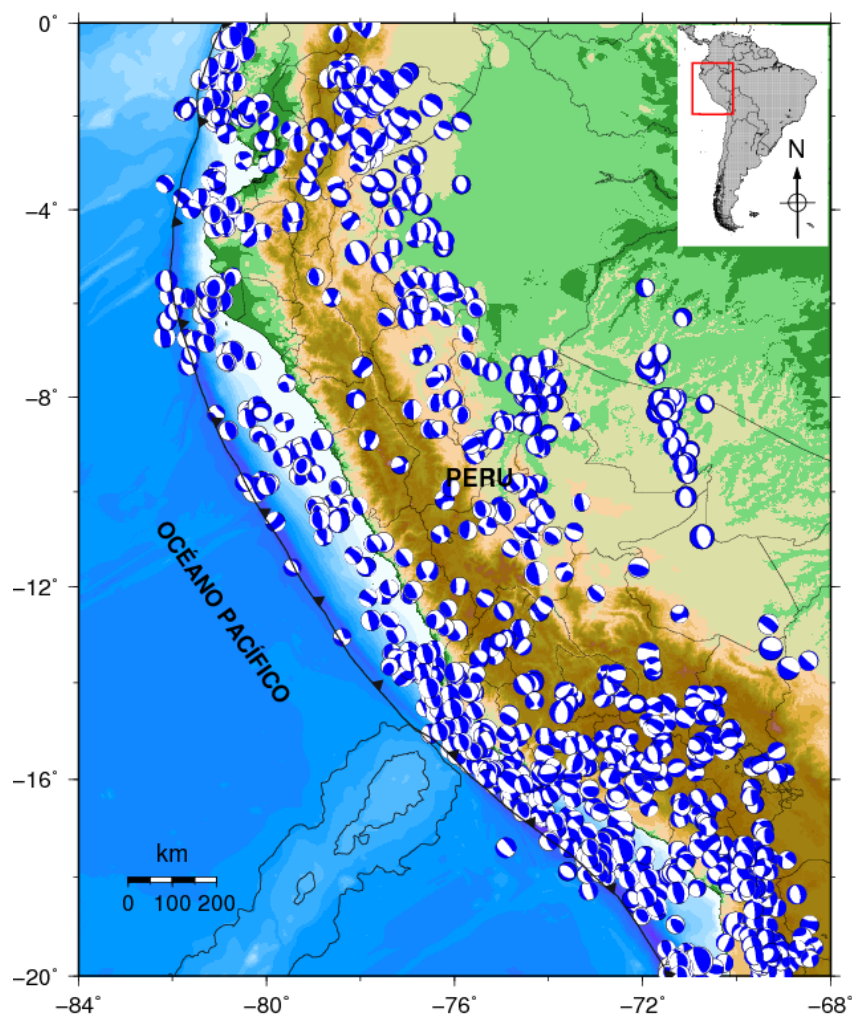


Fig. 3.7 Mecanismos focales de terremotos en Perú ($M > 5.0 M_w$) según el catálogo del CMT 1976-2014 (www.globalcmt.org, acceso: Dic 2014).

3.4.3. Gaps Sísmicos

Los gaps sísmicos en el Perú han sido identificados y estudiados por varios autores, entre ellos, cabe destacar a Kelleher (1972). Se define un “gap sísmico” como aquella zona en la cual no se ha producido durante un periodo de tiempo del orden de decenas o centenas de años un sismo de magnitud elevada y que en la actualidad se encuentra rodeada por otras zonas que si produjeron sismos. Las dimensiones de los gaps sísmicos permiten aproximar el tamaño del sismo que se producirá en el futuro, así como las dimensiones del área a ser afectada (Tavera y Bernal, 2005).

En las zonas de "gap sísmico" existe una gran cantidad de energía potencial elástica acumulada, lo que se deduce mediante la vigilancia geodésica de la tasa de deformación de la corteza. La determinación de los límites del gap sísmico es posible mediante un seguimiento a rupturas expresadas en sismos previos colindantes. Los sismos se pueden prever, pero no es posible establecer en qué momento y sitio exacto se producirán. Sin embargo, existe una alta posibilidad de que ocurran eventos sísmicos fuertes en los gaps sísmicos. La sismicidad histórica y la base de datos de los catálogos sísmicos (sismicidad instrumental) han permitido evaluar la presencia aleatoria, en el borde oeste de Perú, de diversas áreas de ruptura y otras de gaps sísmicos desde el año 1500 a la fecha. En la actualidad, las áreas más relevantes o comprometidas con la posible ocurrencia futura de un sismo, según el mapa (Fig. 3.8) de gaps sísmicos son (Ocola, 2008):

a) Gap sísmico de Trujillo-Chiclayo.- Con una longitud de alrededor de 350 km en el área norte del Perú, entre Trujillo y Chiclayo. Según la relación empírica de Papazachos et al. (2004), la magnitud potencial sería de alrededor de 8.6 Mw.

b) Gap sísmico de Chancay-Huarmey.- En el área norte del departamento de Lima, de Chancay a Huarmey con una longitud de casi 200 km. La magnitud potencial sería de alrededor de 8.2 Mw. Pero, si la ruptura fuera desde Cañete hasta Huarmey (abarcando la geometría de ruptura del sismo de Lima de 1974) se tendría una longitud de ruptura de 390 km, lo que podría generar un sismo de alrededor de 8.7 Mw.

c) Gap sísmico de Yauca-Atico.- Con una longitud de alrededor de 115 km, ubicada al sur del departamento de Ica y norte del Departamento de Arequipa, entre las ciudades de Yauca y Atico. La magnitud potencial sería de alrededor de 7.7 Mw.

d) Gap sísmico de Ilo-Arica.- Con una longitud de 150 km, ubicada frente a los departamentos de Moquegua y Tacna, y entre las áreas de ruptura de los sismos de Camaná 2001 y norte de Chile 1877. La magnitud potencial sería de alrededor de 8.0 Mw.

e) Gap sísmico de Arica-Antofagasta.- Con una longitud de más de 500 km, ubicada en el norte de Chile y entre Arica y Antofagasta. Corresponde al área de ruptura del sismo del norte de Chile de 1877. La magnitud potencial sería de alrededor de 9.0 Mw, según la relación empírica de Papazachos et al. (2004).

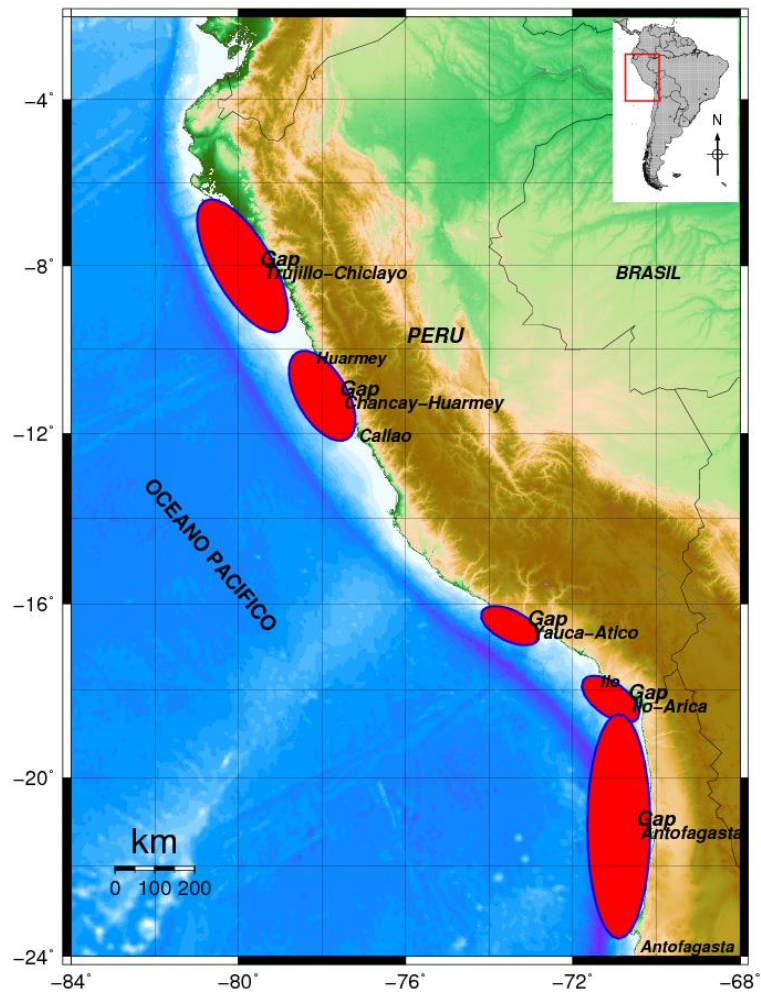


Fig. 3.8 Los gaps sísmicos en Perú y norte de Chile están representados por las elipses de color rojo de acuerdo a su tamaño relativo (modificado de Ocola, 2008).

CAPÍTULO IV

DINÁMICA DE MAREMOTOS

La dinámica de un maremoto es el estudio de las leyes físicas que gobiernan a este fenómeno natural desde su generación debido a la ocurrencia de un sismo tectónico hasta el impacto en las costas y comprende tres procesos: la generación (modelado de la fuente sísmica), la propagación (aproximación por la teoría lineal en aguas someras) y la inundación (modelo no-lineal). Cada uno de estos procesos es complejo y se describe separadamente.

4.1. PROCESO DE GENERACIÓN DE MAREMOTOS

En esta sección se describe el proceso físico de generación de maremos. Se aplica la teoría de Okada (1992) para obtener el campo de deformación debido a una fuente rectangular finita homogénea en un medio lineal, semi-infinito e isotrópico. En primera aproximación, se supone que la deformación de la superficie del océano es instantánea y similar que la deformación del fondo marino debido a que el fluido es incompresible. Para un caso real, se puede aplicar el principio de superposición para obtener el campo de deformación de un modelo de fuente compuesto. Mientras algunos de estos problemas se pueden resolver analíticamente, muchos de ellos requieren técnicas numéricas.

La deformación del fondo marino (del orden de varios metros, sobre áreas de miles de kilómetros cuadrados) debido a la ruptura sísmica, constituye el “émbolo” que perturba el océano, generando las ondas del maremoto. La amplitud de las ondas del maremoto está relacionada principalmente con las dimensiones y la geometría de ruptura (relacionada con la magnitud del sismo), la distribución de las asperezas, la profundidad de la fuente sísmica y la orientación de la región de falla (como aproximación se considera un plano de falla) y consiguiente movimiento del fondo marino. En esta tesis se revisan los procesos físicos de las fuentes sísmicas probables que dan origen a un maremoto. Es necesario conocer los parámetros que definen la geometría de la fuente sísmica (Fig. 4.1), bajo la suposición que la región de falla se aproxima a un plano rectangular:

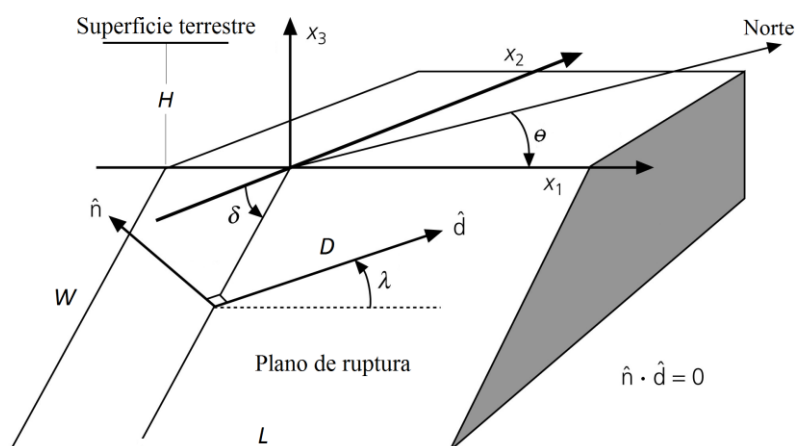


Fig. 4.1 Parámetros de la geometría de la fuente sísmica. El sistema cartesiano $X_1 X_2 X_3$ no coincide con el sistema geográfico (modificado de Stein and Wyssession, 2003).

L : longitud de la falla

W : ancho de la falla

D : distancia de dislocación o slip

θ : ángulo azimutal (strike angle)
 δ : ángulo de buzamiento (dip angle)
 λ : ángulo de deslizamiento (slip or rake angle)

En el Anexo B se resume la traducción de la teoría elastodinámica y la deducción de la fórmula de Volterra (Volterra, 1907). En el Anexo C, Mansinha & Smylie (1971) integra dicha fórmula de Volterra y posteriormente Okada (1992) detalla la formulación para tomar en cuenta las singularidades matemáticas para obtener la deformación cosísmica inicial del medio elástico y también del medio fluido.

4.1.2. Contribución de la componente horizontal. Modelo de Tanioka-Satake

La generación de maremotos debido a sismos generalmente se modela mediante un desplazamiento vertical de la superficie del océano similar a la deformación vertical del fondo marino producido por la falla. El efecto de la deformación horizontal no ha sido tomado en cuenta. Sin embargo, cuando el área de ruptura del maremoto está sobre o cercana a una zona de batimetría con pendiente pronunciada y el desplazamiento horizontal es grande en relación con el desplazamiento vertical; entonces el efecto se vuelve significativo (Tanioka & Satake, 1996).

El desplazamiento vertical u_h de la columna de agua debido al movimiento horizontal de la pendiente del fondo marino se calcula por (Tanioka & Satake, 1996):

$$u_h = u_x \frac{\partial Z(x, y)}{\partial x} + u_y \frac{\partial Z(x, y)}{\partial y} \quad (4.1)$$

Donde: $Z(x, y)$ = batimetría, u_x y u_y : componentes del desplazamiento horizontal debido a la ruptura y desplazamiento de la fuente. El desplazamiento vertical total sería $u_z + u_h$. Notar que en la ecuación 4.1, u_h es tomado como positivo hacia arriba mientras que la batimetría $Z(x, y)$ es positiva hacia abajo. También, la expresión no es válida para pendientes muy pronunciadas ($> 1/3$). En un caso extremo (tal como un acantilado vertical), el desplazamiento horizontal de agua dominaría el mecanismo de generación del maremoto (Iwasaki, 1982), pero tal caso sería poco probable. La derivada espacial de la batimetría se calcula usando el esquema numérico de las diferencias finitas centrales (Tanioka & Satake, 1996).

En el caso peruano este modelo se puede aplicar a los eventos sísmicos cercanos a la fosa marina, como es el caso del maremoto de Chimbote de 1996.

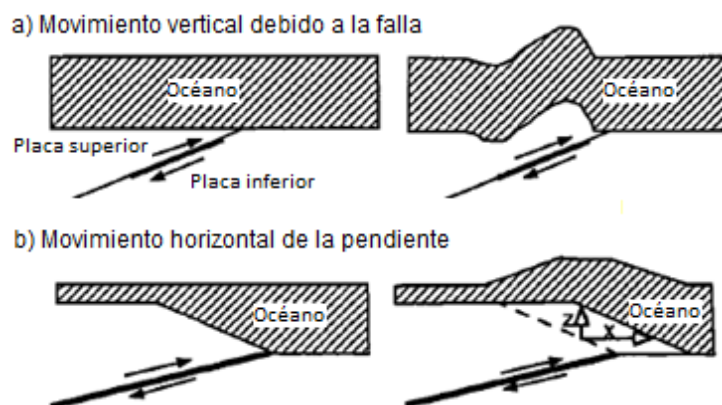


Fig. 4.2 Modelo de deformación inicial de Tanioka & Satake (1996).

En la Figura 4.2, el lado izquierdo muestra el fondo oceánico antes del sismo y el lado derecho muestra el fondo oceánico después del sismo. El desplazamiento vertical debido al sismo se muestra en (a). El movimiento horizontal de la pendiente se muestra en (b). La línea gruesa representa la región de la falla. Las flechas sólidas muestran el movimiento relativo de los casquetes litosféricos. Las flechas etiquetadas con “x” y “z” muestran la deformación vertical y horizontal del fondo marino debido al movimiento horizontal de la pendiente.

4.1.3. Propagación secuencial de la deformación

Cuando se utiliza como condición inicial un modelo de fuente sísmica estático junto con el traslado de la deformación del fondo marino hacia la superficie libre del océano en forma instantánea, se estaría despreciando la velocidad de ruptura de la fuente sísmica y el tiempo de subida (rise time) (Dutykh and Dias, 2008). Se debe tener en cuenta algunos parámetros importantes como: el modo de ruptura (Figura 4.3), la velocidad de ruptura, que para la mayoría de los sismos está en el rango de $v_r \approx 3$ a 3.5 km/s (Okal, 2009) y la directividad de la ruptura. Estos parámetros determinan la duración total τ del proceso de ruptura. El tiempo de ruptura total será: $\tau = L/v_r$ donde L es la longitud eficaz total de la ruptura. Por ejemplo, en alta mar donde $H \approx 4000$ m, la velocidad promedio de las ondas del maremoto (según la ecuación 2.1) es: $c \approx 0.2$ km/s. Luego, se deduce que: $v_r \gg c$.

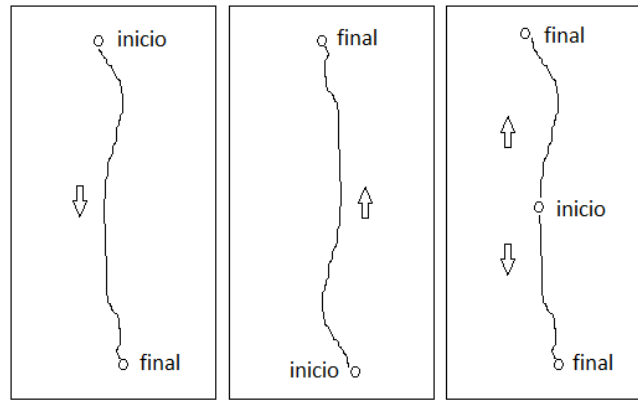


Fig. 4.3 Modo de ruptura sísmica: (a) y (b) unilateral, (c) bilateral.

La cuestión es ¿el efecto cinemático debe ser considerado en los cálculos de propagación del maremoto? Se puede considerar un parámetro simple que es fácil de obtener y calcular. Por lo tanto, conociendo este valor, se puede decidir si el efecto cinemático será despreciable o no. Según Suppasri et al. (2010), este parámetro es la razón entre la velocidad de ruptura v_r y la velocidad de propagación del maremoto c en la región del área de ruptura, y su valor debe ser menor a 40 para considerar los efectos cinemáticos. Se realizó un experimento numérico en el cual se obtuvo una gráfica de la razón de amplitud de ola para la propagación cinemática (H_D) con respecto a la amplitud de la ola para la propagación estática (H_S) versus la razón de velocidades (v_r/c), la curva es casi horizontal cuando $v_r/c > 40$ y $H_D/H_S \approx 1$.

$$K_d = \frac{v_r}{c} = \frac{v_r}{\sqrt{gh_{\max}}} < 40 \quad (4.2)$$

La velocidad de propagación del maremoto, según la teoría lineal de aguas someras, se define como $c = \sqrt{gh_{\max}}$, donde g es la aceleración de la gravedad y h_{\max} es la máxima profundidad

del océano en el dominio computacional respectivo. Para nuestro caso, considerando $v_r = 3$ km/s y $h_{max} = 6225$ m (máxima profundidad de la batimetría en la grilla computacional de propagación), se obtiene $K_d = 12.15$, lo que implica la necesidad de utilizar un modelo secuencial de la propagación de la deformación cosísmica inicial.

Otro parámetro adimensional para estimar la importancia de los efectos cinemáticos es la razón entre el tiempo de propagación sobre el periodo de las ondas del maremoto. La idea es decidir si un maremoto tiene suficiente tiempo como para cambiar su forma mientras se da el proceso de ruptura. Adicionalmente, para pequeños sismos el modelo de deformación estático funcionará bien, pero para sismos grandes (con longitud de ruptura mayor a 500 km) y/o si la velocidad de ruptura de la fuente es pequeña, los efectos cinemáticos serán apreciables, por lo que se debe utilizar un modelo cinemático de la fuente sísmica, puesto que el proceso de ruptura no puede considerarse como instantáneo.

De acuerdo a Oppenheim (1998) si se considera como una aproximación que el proceso en su conjunto sea representado por un sistema lineal invariante en el tiempo (es decir, se supone una función de transferencia lineal e independiente del tiempo), entonces es posible aplicar dos propiedades de este tipo de sistemas. Si $u(t)$ representa una variable de entrada y $\eta(t)$ representa un parámetro de salida:

1. Superposición: $u_1(t) + u_2(t) \rightarrow \eta_1(t) + \eta_2(t)$
2. Invariancia en el tiempo: $u(t - \tau) \rightarrow \eta(t - \tau)$

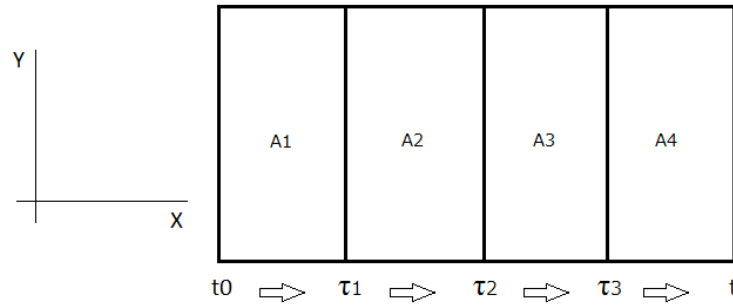


Fig. 4.4 Modelo cinemático simple. La flecha indica la dirección de propagación de la ruptura. t_0 indica el tiempo inicial del evento. Los τ_i representan instantes de tiempo de propagación y los A_i representan las sub-fuentes.

Un modelo cinemático simple consiste en dividir el área de ruptura total en varios segmentos de carácter homogéneo (Figura 4.4). La ruptura inicial se genera, por ejemplo, en el segmento A1 y se propaga hacia la derecha (esto representa la directividad) a una velocidad v_r . Los parámetros: τ_i ($i = 1, 2, 3, 4$) representan la duración de proceso de ruptura para cada segmento y t_0 representa el tiempo inicial. Si $t_0 = 0$, el campo de deformación producido por el primer segmento estará representado por: $u_1(\vec{r}, t = \tau_1)$ que origina un campo de propagación representado por $\eta_1(\vec{r}, t)$, donde $\vec{r} = (x, y)$ representa al vector posición.

El segundo segmento: $u_2(\vec{r}, t = \tau_2) \rightarrow \eta_2(\vec{r}, t - \tau_2)$

El n-ésimo segmento:

$$u_n(\vec{r}, t = \tau_1 + \tau_2 + \dots + \tau_n) \rightarrow \eta_n(\vec{r}, t - (\tau_1 + \tau_2 + \dots + \tau_n)) \quad (4.3)$$

Luego, el campo de propagación total será la superposición de la propagación producida por el primer segmento más los subsiguientes pero retardados en el tiempo consecutivamente:

$$\eta(\vec{r}, t) = \eta_1(\vec{r}, t) + \eta_2(\vec{r}, t - \tau_1) + \dots + \eta_n(\vec{r}, t - (\tau_1 + \tau_2 + \dots + \tau_n)) \quad (4.4)$$

La subrutina del cálculo de condición inicial del programa computacional del modelo TUNAMI se modificó para recibir el campo de deformación de cada uno de los segmentos consecutivamente, para luego calcular la propagación del maremoto. Sin embargo, en este modelo no se incluyen los parámetros como el tiempo de subida (rise time) de la deformación de cada segmento (Suppasri et al., 2010).

4.1.4. Simulación numérica

La deformación inicial formulada por Mansinha y Smylie (1971), Okada (1992) y Tanioka y Satake (1996) fue codificada en la presente tesis mediante un programa en computador (en lenguaje Fortran y Matlab) para calcular el campo de deformación debido a una fuente de geometría rectangular, finita y homogénea en un medio elástico semi-infinito. Como ejemplo, se utiliza los parámetros focales para un sismo equivalente al gran sismo del Callao de 1746 (para efectos de cálculo, se supone una magnitud de 9.0 Mw). Los parámetros que definen la orientación de la geometría de la fuente (Fig. 4.1) se obtuvieron a partir de los datos promedio del catálogo del CMT (The Global CMT Project: <http://www.globalcmt.org>, último acceso: 30 enero 2014):

| | |
|------------------------|---|
| $L = 550$ km | Longitud de la falla |
| $W = 140$ km | Ancho de la falla |
| $D = 12.0$ m | Dislocación cosísmica |
| $\theta = 329.0^\circ$ | Rumbo de la falla (strike angle) |
| $\delta = 18.0^\circ$ | Inclinación de la falla (dip angle) |
| $\lambda = 90.0^\circ$ | Angulo de deslizamiento (rake angle) |
| $H = 08$ km | Profundidad del lado superior de la falla |

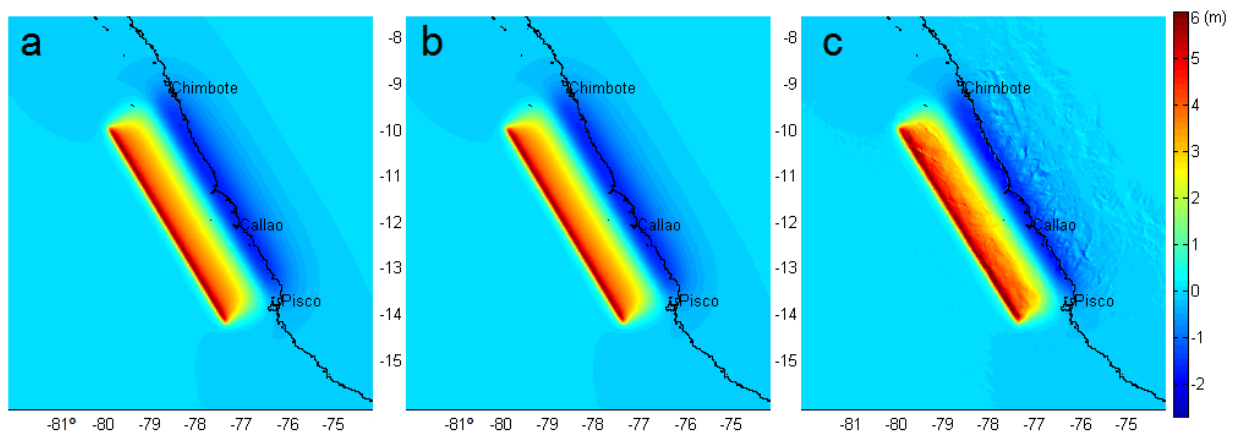


Fig. 4.5 Campo de deformación inicial del maremoto de 1746 para un modelo de fuente homogéneo: a) modelo de Mansinha, b) modelo de Okada y c) modelo de Tanioka. El modelo de Mansinha y Okada son similares y no hay diferencia, el modelo de Tanioka toma en cuenta la batimetría, por lo que se aprecian pequeñas perturbaciones en el patrón de deformación.

La máxima amplitud vertical de la dislocación cosísmica inicial es de alrededor de 6 m a lo largo de más de 500 km (Fig. 4.5), se tendría un gran volumen de fluido desplazado que daría inicio al maremoto.

Los resultados para el modelo de Mansinha & Smylie (1971) y Okada (1992) son prácticamente iguales. El valor del coeficiente de correlación para la deformación de Okada y Tanioka es de 0.9860; esto indica que la deformación cosísmica inicial obtenida a partir de las dos formulaciones es muy similar. Las diferencias se deben a la contribución de la deformación horizontal, según la Tabla 4.1.

Tabla 4.1. Valores máximos y mínimos de la deformación cosísmica vertical.

| Deformación | Mansinha 1971 | Okada 1992 | Tanioka 1996 |
|-------------------|---------------|------------|--------------|
| Max | 5.78 m | 5.78 m | 8.36 m |
| Min | -1.73 m | -1.73 m | -2.87 m |
| Coef. correlación | | | 0.9860 |

Sin embargo, en la realidad un modelo de fuente sísmica no es necesariamente homogéneo, es decir la ruptura y la distribución de la dislocación no es uniforme. En este caso, dependiendo de las asperezas, se puede obtener un modelo de deformación compuesto (Fig. 4.6). Esto se obtiene, por ejemplo, realizando la inversión de la fuente sísmica mediante los registros sísmicos de banda ancha de estaciones de campo lejano y campo cercano, mediante la inversión de los registros mareográficos o mediante la inversión de observaciones o testimonios históricos, como es el caso del sismo de 1746. El campo de deformación total se obtiene mediante el principio de superposición.

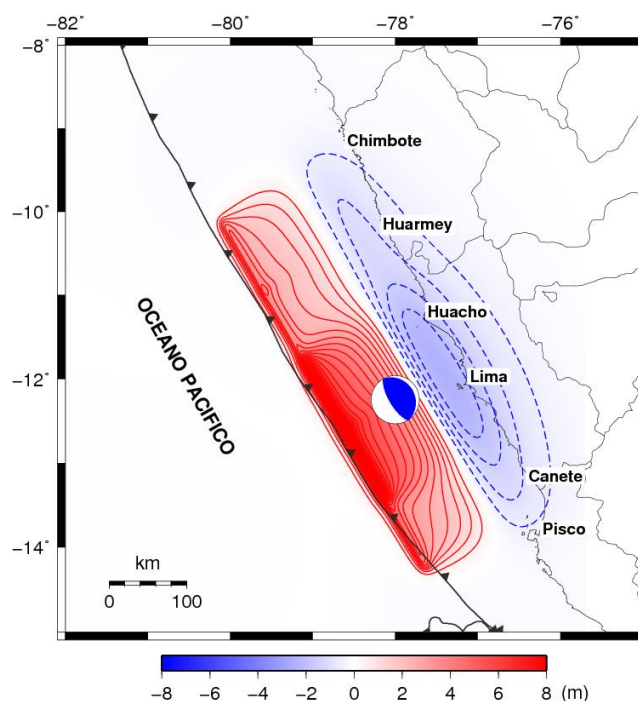


Fig. 4.6. Campo de deformación vertical cosísmica inicial para el sismo de 1746. La fuente sísmica está representada por el diagrama focal de color blanco-azul. Las líneas continuas representan el levantamiento y las discontinuas representan la subsidencia. El intervalo de contorno es de 0.5 m.

Se supone que la deformación inicial de la superficie del océano es análoga a la deformación del fondo marino (debido a la incompresibilidad del fluido), esto constituye el llamado efecto

pistón y es la condición inicial del siguiente proceso de la dinámica del maremoto: el proceso de propagación.

Dependiendo de las asperezas (núcleos de ruptura), la deformación inicial no es, necesariamente homogénea, puede ser de carácter compuesto. Para el modelado, se puede aplicar el principio de superposición para obtener el campo de deformación resultante.

Para un modelo homogéneo de la fuente sísmica del terremoto de Callao de octubre 1746 se obtuvo una deformación vertical máxima de 5.78 m. El valor del coeficiente de correlación entre los campos de deformación producidos por los modelos de Mansinha & Smylie (1971) y el de Okada (1992) es 0.9958 e indica que ambas formulaciones son idénticas.

La diferencia principal entre la formulación de Okada y Mansinha es que Okada toma en cuenta y corrige las singularidades que se presentan en las ecuaciones. Mientras que las ecuaciones de Mansinha presentan problemas en las singularidades (Anexo C).

En primera aproximación, esta deformación inicial es de carácter estático. La realidad es que la ruptura inicial es de carácter cinemático, es decir, la ruptura se propaga con cierta velocidad (de 2 a 3 km/s), por lo que el campo de deformación depende de la posición y del tiempo (con respecto al tiempo origen del sismo).

4.2 PROCESO DE PROPAGACIÓN DE MAREMOTOS

El proceso de propagación de la dinámica de maremotos se modela numéricamente mediante la solución numérica de las ecuaciones de la hidrodinámica: ecuaciones de conservación de momentum lineal y ecuación de continuidad o conservación de la masa, incluyendo las condiciones de frontera y condiciones iniciales (deformación cosísmica inicial). Este proceso se explica con detalle en el Anexo D.

Para el pre-procesamiento de los datos de topografía y batimetría, se utilizó algunos códigos, desarrollados y/o modificados por el autor de la tesis, escritos en lenguajes de programación Matlab y Fortran. El modelo numérico de propagación es el TUNAMI-F1 (escrito en Fortran), que utiliza la teoría lineal en coordenadas esféricas para una sola grilla computacional.

4.2.1. Resultados de la simulación numérica

Se ha modelado el caso de la propagación del maremoto con deformación inicial estática (deformación instantánea de la zona fuente) y con deformación inicial dinámica (deformación secuencial debido a la propagación de la ruptura), en este último caso el campo de deformación va incrementándose de acuerdo a la velocidad de ruptura y a la directividad.

La deformación dinámica o secuencial es el caso más real para sismos grandes como el de Callao 1746 (Fig. 4.7). En este caso, la ruptura empieza en el extremo norte y se propaga con una directividad hacia el sur-este, de acuerdo al patrón sismo-tectónico de la plataforma continental peruana y sismicidad histórica (Dorbath et al., 1990).

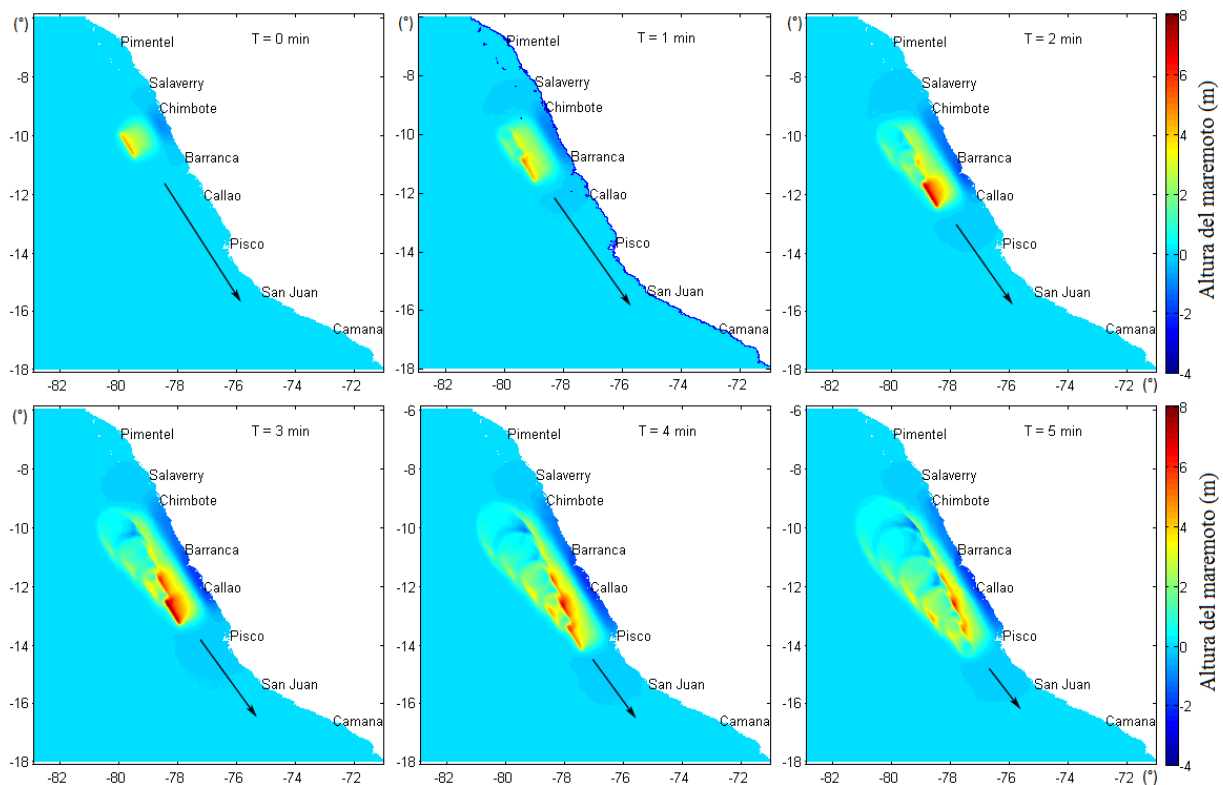


Fig. 4.7 Modelo de propagación secuencial del maremoto para un sismo similar al de 1746. La directividad de la ruptura es hacia el sur-este, según la flecha. Cada cuadro representa 1 min de tiempo después de ocurrido el sismo.

4.3 PROCESO DE INUNDACIÓN DE MAREMOTOS

El tercer proceso de la dinámica de maremotos es la inundación, el cual se inicia cuando las ondas del maremoto impactan en la costa. Este es el proceso más complicado, puesto que el problema a resolver es no-lineal. Se debe considerar los factores como: el rozamiento entre el fluido y el terreno, la interferencia de ondas, por ejemplo para el caso de la interacción entre el flujo y el reflujo, pudiendo originarse los fenómenos de vórtices y remolinos, así como los efectos de erosión debido al reflujo que puede incrementarse por la presencia de pendientes. Los factores de peligrosidad del proceso de inundación son: la máxima altura de inundación, la distancia de inundación horizontal, la magnitud y directividad del campo de vectores de velocidad del flujo.

La altura máxima de inundación es un parámetro macro que puede ser observado en el campo y calculado mediante un modelo simple, empleando la dinámica de una partícula. También se revisa el concepto de onda solitaria o solitón para el cálculo de la altura máxima de inundación. Sin embargo, el modelo numérico de inundación: TUNAMI-N2 utiliza la teoría no-lineal en coordenadas cartesianas para la grilla de inundación (más pequeña y de mayor resolución) de un sistema de grillas anidadas. El modelo numérico utiliza una condición de frontera móvil. Es importante observar que el modelo numérico no considera los efectos de la marea (fenómeno astronómico) ni de los oleajes anómalos (fenómeno debido a condiciones atmosféricas).

También es necesario mencionar que en el campo cercano se debe considerar el fenómeno de subsidencia (hundimiento) o levantamiento cosísmico debido a la deformación de la corteza luego de ocurrido el sismo.

4.3.1 Cálculo de la altura máxima de inundación: Modelo dinámico de una partícula

La máxima altura de inundación (en inglés “run-up”) es medida sobre el terreno afectado por el maremoto. Como primera aproximación, se empleó un análisis dinámico y energético a partir de las leyes de la conservación de la energía y de las leyes de la dinámica de una partícula. Esta aproximación es aplicable a una región geográfica con topografía homogénea, se supone una superficie plana con pendiente uniforme. Este modelo no considera forzantes como el viento ni tampoco el efecto de la marea. Aplicando el Teorema del Trabajo y la Energía a la partícula (Figura 4.8):

$$mgH + \frac{1}{2}mv^2 = mgR + f_r d \quad (4.5)$$

Donde: m = masa de la partícula

H = amplitud de la columna de agua,

R = altura máxima de inundación

g = aceleración de la gravedad

d = máxima distancia de inundación

v = velocidad del maremoto

La fuerza de rozamiento es: $f_r = \mu' N = \mu' m g (\cos \alpha)$ (4.6)

Donde: μ' = coeficiente de rozamiento,

α = ángulo de inclinación de la pendiente

Luego: $mgH + \frac{1}{2}mv^2 = mgR + \mu'(mg \cos \alpha)d$

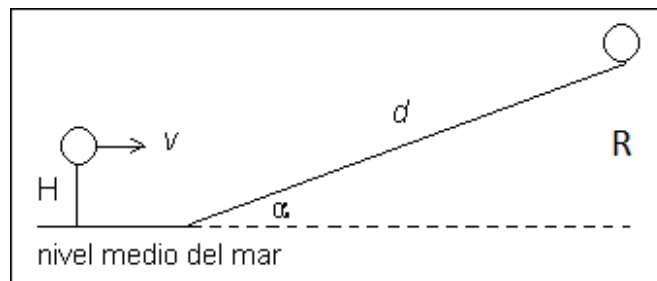


Fig. 4.8 Esquema del modelo dinámico de una partícula.
El nivel medio del mar se corrigió con respecto a la marea.

De donde: $R = H + \frac{v^2}{2g} - \mu' d \cos \alpha$ (4.7)

Pero, de la Figura 4.8: $\text{sen} \alpha = \frac{R}{d}$, entonces: $d = \frac{R}{\text{sen} \alpha}$

Reemplazando en la ecuación 4.7:

$$R = \frac{(v^2 / 2g) + H}{1 + \mu' \operatorname{ctg} \alpha} \quad (4.8)$$

El coeficiente de rozamiento μ' y el coeficiente de rugosidad de Manning “ n ” para fluidos están relacionados mediante la fórmula (Linsey and Fransini, 1979):

$$n = \sqrt{\frac{\mu' H^{1/3}}{2g}} \quad \text{de donde:} \quad \mu' = \frac{2gn^2}{H^{1/3}},$$

Finalmente:

$$R = \frac{(v^2 / 2g) + H}{1 + \frac{2gn^2}{(H)^{1/3}} \operatorname{ctg} \alpha} \quad (4.9)$$

Para los valores numéricos de los parámetros:

$$g = 9.8 \text{ m/s}^2$$

$$v = 50 \text{ km/h} \quad (\text{velocidad de llegada del maremoto a la línea de costa})$$

$$H = 14 \text{ m} \quad (\text{máxima amplitud de la ola})$$

$$\alpha = 85^\circ \quad (\text{inclinación de la pendiente en la zona de la Costa Verde})$$

$$n = 0.025 \quad (\text{coeficiente de rugosidad de Manning})$$

La altura máxima de inundación (en la Costa Verde) es: $R=23.80 \text{ m}$. Este resultado concuerda con el reporte histórico de 24 m (Silgado, 1978), considerando la corrección de la marea (Fig. 4.9) para las 23:00 horas del 28 de octubre de 1746 en -0.25 m (Estrada, 2012: comunicación personal), la altura máxima de inundación podría haber sido: $23.80 \text{ m} - 0.25 \text{ m} = 23.55 \text{ m}$.

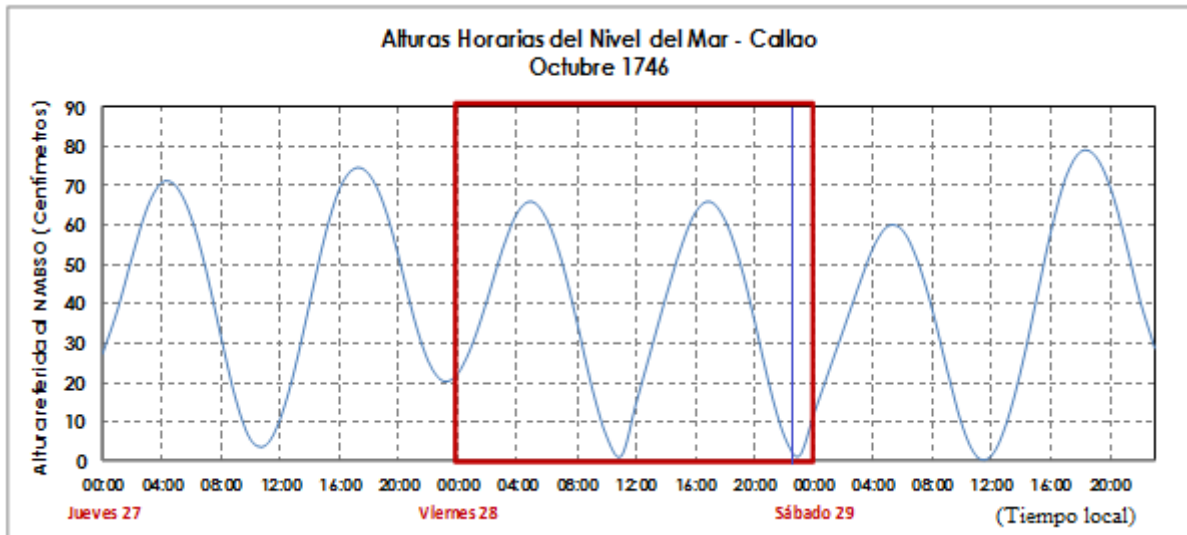


Fig. 4.9 Mareograma sintético del Callao para los días 27 al 29 de octubre de 1746. La línea azul representa el tiempo origen del sismo (22:30). A las 23:00 horas del día 28, la corrección de marea es -0.25 m (Estrada, 2012).

4.3.2 Cálculo de la altura máxima de inundación de una onda solitaria.

Aunque el modelo numérico TUNAMI no utiliza el presente algoritmo, es instructivo entender la física de una onda solitaria y como se obtiene la correspondiente altura máxima de

inundación. Sea el pulso de una onda solitaria o solitón (Fig. 4.10) de la forma (Didenkulova et al., 2007):

$$\eta(x) = \text{sech}^n(4x) \quad (4.10)$$

Donde x es la coordenada de posición. Específicamente, $n=2$ corresponde a la solución de la ecuación de Korteweg de Vries (Synolakis, 1987), la cual se utiliza en el estudio de la dinámica de ondas en aguas someras.

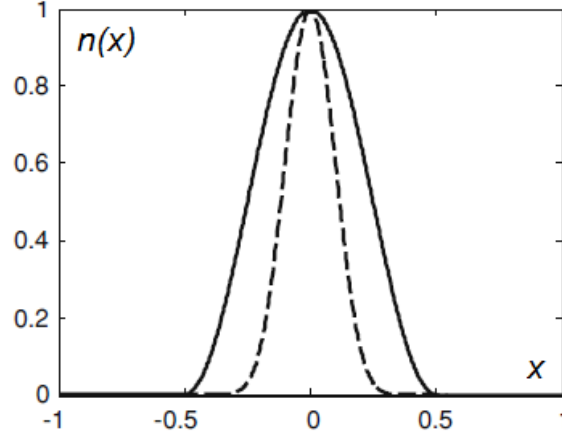


Fig. 4.10 Familia de ondas solitarias o solitones: $\eta(x)$ (Didenkulova et al., 2007).

La altura máxima de inundación de un solitón sobre una playa de inclinación constante ha sido ampliamente estudiada (Synolakis, 1987). La fórmula de Synolakis puede escribirse como:

$$\frac{R}{H} = 2.8312 \sqrt{\frac{L}{h}} \left(\frac{H}{h} \right)^{1/4} \quad (4.11)$$

Donde R es la altura máxima de inundación, h es la profundidad de la batimetría, H es la altura de la onda solitaria y L está relacionado con la ubicación de la onda solitaria. Según Didenkulova (loc. cit.) para calcular la altura máxima de inundación, primero se debe calcular la longitud de onda del solitón λ_m (que representa el ancho promedio del solitón). Una expresión analítica para un solitón en una batimetría de profundidad constante es:

$$\eta(x) = H \text{sech}^2 \left[\sqrt{\frac{3H}{4h}} \frac{x}{h} \right] \quad (4.12)$$

La longitud de onda del solitón λ_m se calcula en forma explícita mediante la ecuación:

$$\lambda_m = \frac{\int_0^L \eta(x) dx}{H} = 4h \sqrt{\frac{h}{3H}} \quad (4.13)$$

Donde L representa el ancho de la base del solitón. Despejando H/h de esta fórmula y sustituyendo el resultado en el lado derecho de la ecuación 4.11, se obtiene:

$$\frac{R}{H} = \frac{2.8312 \times 2}{\sqrt[4]{3}} \sqrt{\frac{L}{\lambda_m}} = 4.302 \sqrt{\frac{L}{\lambda_m}} \quad (4.14)$$

La teoría de la onda solitaria en una playa con pendiente uniforme, conduce a una relación no-lineal entre la altura máxima de inundación y la amplitud de la onda solitaria. Esto es consistente con una teoría general de ondas solitarias sobre una playa y representa un caso especial (Didenkulova et al., 2007).

4.3.3 Cálculo de la altura máxima de inundación: Modelo de frontera móvil.

El modelo numérico lineal TUNAMI-F1 no considera el cálculo de la inundación debido a que la teoría lineal no se aplica a una región de aguas someras que incluye la topografía o el terreno seco, en este caso la condición de frontera es una pared vertical. Sin embargo, el modelo numérico no-lineal TUNAMI-N2 si toma en consideración el cálculo de la inundación; en este caso el problema puede resolverse considerando un modelo de fronteras móviles. En la Figura 4.11 se explica la nomenclatura de los parámetros de inundación (Imamura et al., 2006).

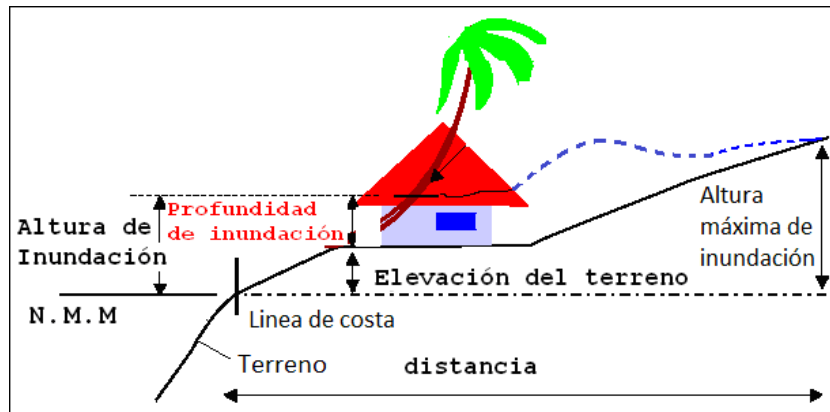


Fig. 4.11 Nomenclatura de los parámetros de inundación del maremoto. Se muestra, entre otros parámetros importantes, la altura máxima de inundación.

Durante el proceso de simulación numérica y debido a que el área de trabajo o grilla computacional ha sido discretizada, se debe satisfacer las siguientes condiciones para que una determinada región de costa (celda) se inunde:

$$D = \begin{cases} h(x) + \eta(x,t) > 0 & \text{celda sumergida} \\ h(x) + \eta(x,t) \leq 0 & \text{celda seca} \end{cases} \quad (4.15)$$

Donde $h(x)$ representa la profundidad de la batimetría y $\eta(x,t)$ representa la amplitud de la perturbación, con respecto al nivel medio del mar (Fig. 4.12), en la posición x y tiempo t . Si la altura total de la columna de agua (batimetría más amplitud de la perturbación) en una celda es mayor que cero, entonces dicha celda quedará sumergida, de lo contrario permanecerá seca.

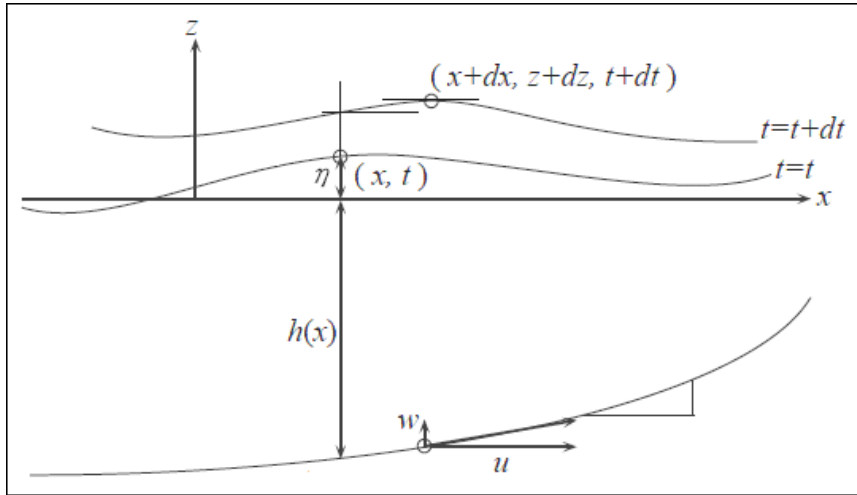


Fig. 4.12 Sistema de coordenadas y parámetros utilizados en el cálculo de la inundación. w y u representan las componentes del vector velocidad. Se observa una partícula en la posición x en el instante t y su nueva posición $x+dx$ en el tiempo $t+dt$.

En la Figura 4.13 se muestra dos celdas separadas por un borde, en las cuales, el frente de onda es localizado entre la celda sumergida y la seca. La descarga “ q ” a través del límite entre las dos celdas se lleva a cabo si el nivel fundamental en la celda seca es más bajo que el nivel de agua en la celda sumergida (Fig. 4.13 a). En otros casos, la descarga “ q ” es considerada cero (Fig. 4.13 b), (Imamura, 1996).

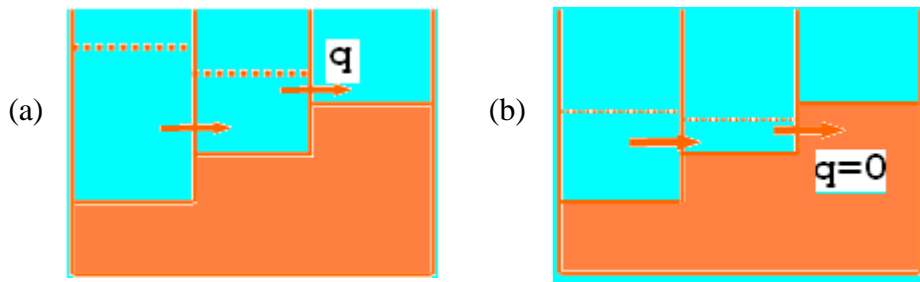


Fig. 4.13 Modelo de inundación de frontera móvil: a) Celda sumergida, b) Celda seca.

La implementación y los resultados correspondientes a este proceso de la dinámica de maremotos se explica con más detalle en los Capítulos V y VI.

CAPÍTULO V

METODOLOGÍA

En primer lugar, se procedió a la adquisición de información relevante reportada en los documentos históricos sobre los efectos macrosísmicos del sismo y maremoto de Callao de 1746. En base a la teoría de simulación numérica de maremotos y al marco sismotectónico de la zona de gestación del evento sísmico (entre Paracas y Chimbote), se delimitó la zona de ruptura sísmica. Luego, mediante un método directo de aproximación iterativa, se procedió a minimizar las diferencias de los parámetros del maremoto como: tiempos de arribo, máxima amplitud de la primera ola, máxima altura de inundación, etc. Por lo tanto, se obtuvo una distribución de la fuente sísmica que satisface las observaciones macro del maremoto según la información reportada en los documentos históricos. A partir del modelo de fuente sísmica propuesto, se puede inferir: los efectos del maremoto (propagación e inundación), el campo de deformación y los vectores de desplazamiento cosísmico. Para alcanzar los objetivos de la presente tesis, se siguió el siguiente procedimiento metodológico:

1. Documentar las observaciones macrosísmicas y maremotogénicas del evento del Callao de 1746 a partir de los documentos históricos.
2. Definir la zona o área a modelar con las coordenadas geográficas (latitud y longitud). Adquirir y procesar los datos de batimetría y topografía, así como elaborar un sistema de grillas anidadas.
3. De acuerdo a la sismicidad histórica e instrumental y mecanismos focales, obtener un modelo de la fuente sísmica que mejor satisfaga o explique las observaciones macrosísmicas históricas. Esto es la información de entrada del modelado numérico de la dinámica de propagación e inundación del maremoto.
4. Realizar el modelado numérico de la dinámica de inundación del maremoto, para:
 - Zona I: Ancón y Ventanilla
 - Zona II: Callao y Costa Verde
 - Zona III: Villa (Chorrillos) y Lurín
 - Zona IV: Lurín y Pucusana
5. Discutir y analizar los resultados obtenidos en el modelado numérico con respecto a las observaciones macrosísmicas y maremotogénicas históricas.
6. Elaborar un mapa de inundación para las zonas mencionadas en el numeral 4 y zonas de inundación en función de parámetros cinemáticos y dinámicos de la inundación.

5.1. ADQUISICIÓN DE LOS DATOS

5.1.1. Datos macrosísmicos y maremotogénicos

Los datos macrosísmicos y maremotogénicos del terremoto de Callao 1746 se obtienen a partir de la documentación histórica de Silgado (1978), Soloviev and Go (1975) y Sánchez (2010). Los siguientes datos sirvieron para obtener una fuente sísmica (y generación del maremoto) mediante un proceso de aproximación iterativa, de tal forma que los resultados del maremoto simulado tengan que satisfacer con la siguiente información histórica:

- a) El tiempo de arribo (al Callao) de la primera ola del maremoto fue de 30 minutos después de sentido (en Lima y Callao) el sismo.
- b) La máxima altura de la primera ola fue de alrededor de 10 m donde ahora es el puerto del Callao.
- c) La máxima altura de inundación fue de 24 m (probablemente en la zona de la Costa Verde).
- d) Después del terremoto hubo una subsidencia (hundimiento) permanente.
- e) Hubo destrucción total desde Cañete (al sur) hasta Barranca y Pativilca (al norte).
- f) La máxima inundación horizontal fue de 4 km (probablemente por el cauce del río Rímac).
- g) Las ondas del maremoto llegaron al Callao desde el nor-oeste.
- h) Hubieron rajaduras del suelo en la Plaza de Armas de Lima, esto implica que hubo una aceleración muy grande. Beck y Nishenko (1990) estiman que la magnitud de este evento es 8.8 Mw. Sin embargo, Ocola (1984) reporta una magnitud macrosísmica equivalente a 9.2 Mw; esta magnitud fue calculada en base a las intensidades macrosísmicas evaluadas en el SISAN, por inversión de la función de atenuación para la posición del evento.

La información histórica impone restricciones y condiciones que debe satisfacer el modelo de fuente sísmica propuesto para su implementación como condición inicial de la simulación del maremoto correspondiente. Por ejemplo, el hecho de que hayan habido rajaduras en el suelo en la Plaza de Armas de Lima, indica que hubieron fuertes aceleraciones debido a un evento de magnitud grande, de por lo menos 9.0 Mw.

5.1.2. Datos topográficos y batimétricos

Los datos de topografía y batimetría son datos de entrada indispensables para elaborar un modelo digital de elevación. El modelo digital de elevación, a su vez, es un dato de entrada del modelo de simulación numérica de propagación e inundación del maremoto. Para la elaboración del modelo digital de elevación se adquirió los siguientes datos de topografía y batimetría:

- Topografía fina: SRTM 90 (Jarvis et al., 2006), Aster 30, levantamiento topográfico.
- Batimetría fina: sondeos marinos y cartas náuticas (DHN, 2012).
- Batimetría gruesa: Gebco, modelo Etopo 2v2 (Smith and Sandwell, 2006).

Estos datos fueron procesados (con el software Surfer 8.0) para obtener un modelo digital de elevación con una resolución de 30 m (grilla de inundación) y 900 m (grilla de propagación), así como las grillas intermedias, en formato matricial. En la Tabla 5.1 se especifica la resolución de cada modelo topográfico y batimétrico:

Tabla 5.1 Características de los modelos digitales de elevación.

| Levantamiento | Tipo | Resolución |
|---------------|-------------------------|------------|
| Aster 30 | Topografía | 30 m |
| SRTM 90 | Topografía | 90 m |
| Sondaje DHN | Batimetría | 30 m |
| Gebco 30 | Topografía y batimetría | 927 m |
| Etopo 2 | Topografía y batimetría | 3.6 km |

Se han procesado la batimetría fina por sondeos marinos y la topografía fina, mediante interpolación bidimensional por el método de Kriging, obteniéndose una resolución de 30 m en formato “raster” o matricial para la grilla más pequeña (Fig. 5.1). El error intrínseco de esta data en las coordenadas horizontales es de ± 15 m. Para elaborar los programas y rutinas

se utilizó el lenguaje de programación Matlab y las librerías y utilitarios del Mapping Toolbox, así como el software Surfer 8.0.

Para la aplicación del modelo lineal de propagación de maremotos (Imamura et al., 2006), se ha utilizado la batimetría Gebco30 (<http://www.gebco.net> [Ene, 2014]) con una resolución de 30 segundos de arco (927 m).

Cuando la topografía de la zona presenta acantilados o pendientes verticales muy pronunciadas, se debe tener cuidado al seleccionar el tipo de interpolación bidimensional. Matemáticamente, se podría obtener un suavizado de la base y la parte superior de la discontinuidad, con la consiguiente alteración de la topografía en dicha vecindad. En este caso, el método de interpolación de Kriging trabaja muy bien.

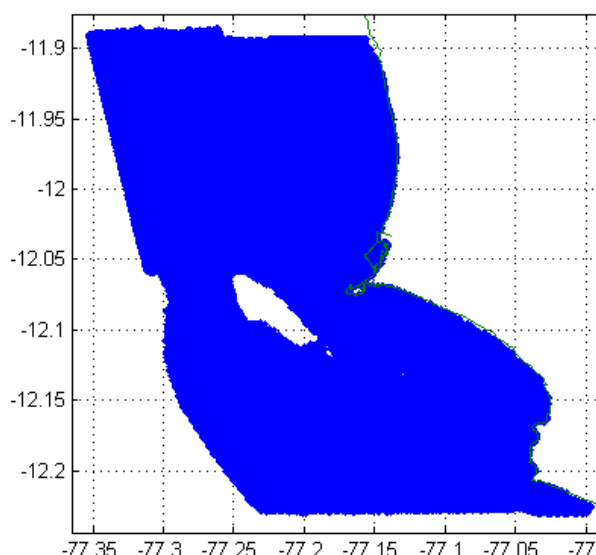


Fig. 5.1 Mapa de batimetría fina del Callao por sondaje multihaz realizado por la DHN. La zona de color azul indica los datos procesados, con una resolución espacial de 10 m.

5.1.3. Mecanismo focal y parámetros de la fuente

En los últimos 70 años han ocurrido varios terremotos frente a la zona comprendida entre la Cordillera de Nazca y la Fractura de Mendaña que han sido registrados instrumentalmente y estudiados por varios investigadores. Beck and Ruff (1989) reportan los siguientes parámetros del mecanismo focal, excepto los parámetros del sismo de Pisco 2007 que corresponden a los datos del CMT. En la Tabla 5.2 se muestran 4 sismos de falla inversa ($\lambda=90^\circ$) y un sismo de falla normal ($\lambda=-90^\circ$):

Tabla 5.2 Parámetros del mecanismo focal de sismos notables entre Ica y Chimbote (periodo entre 1940 y 2007).

| Fecha | Lat ° | Lon ° | Mw | H (km) | θ (°) | δ (°) | λ (°) | Falla |
|------------|--------|--------|-----|--------|--------------|--------------|---------------|---------|
| 25/04/1940 | -11.22 | -77.79 | 8.0 | 10-30 | 340 | 20 | 90 | inversa |
| 17/10/1966 | -10.92 | -78.79 | 8.0 | 10-30 | 335 | 12 | 90 | inversa |
| 31/05/1970 | -09.36 | -78.87 | 7.8 | <50 | 340 | 53 | -90 | normal |
| 03/10/1974 | -12.39 | -77.66 | 7.8 | 10-25 | 340 | 17 | 90 | inversa |
| 15/08/2007 | -13.67 | -76.76 | 8.0 | 28 | 325 | 18 | 63 | inversa |

En el presente trabajo, los parámetros del mecanismo focal para el sismo de Callao de 1746 se estiman de acuerdo a lo siguiente: el ángulo azimutal se considera paralelo a la dirección de la fosa marina en la Región Central del Perú (329°). El ángulo de buzamiento para la región central del Perú se estima en 18° (correspondiente al buzamiento medio de soluciones del CMT) y el ángulo de desplazamiento (rake o slip) se toma como 90° para obtener la máxima deformación en la componente vertical (Tabla 5.3).

Tabla 5.3 Parámetros seleccionados del mecanismo focal para el sismo de 1746.

| Mecanismo Focal | Ángulo | Parámetro seleccionado |
|-----------------|--------|---------------------------|
| Azimut | 329° | Paralelo a la fosa |
| Buzamiento | 18° | Similar al de Pisco 2007 |
| Desplazamiento | 90° | Similar al de 1940 y 1966 |

De acuerdo a la ecuación de Papazachos et al. (2004) para el cálculo de la longitud de la geometría (L) de fuentes sísmicas de subducción, la desviación estándar es de 0.18, la cual da para una desviación estándar, los valores para la magnitud: $M_{max} = 9.29$ Mw y $M_{min} = 8.64$ Mw.

El valor máximo (9.29 Mw) concuerda con el calculado por Ocola (1984) y el valor mínimo (8.64 Mw) concuerda con la magnitud estimada por Dorbath et al. (1990). Una magnitud de 9.0 Mw es un valor razonable para el sismo de Callao de 1746, por cuanto corresponde al valor promedio de los valores extremos calculados con la fórmula empírica de Papazachos et al. (2004). De acuerdo a las relaciones empíricas para zonas de subducción que relacionan las dimensiones de la fuente con la magnitud, se tiene que para una magnitud de 9.0 Mw, dichas dimensiones serían de $L = 575$ km y $W = 144$ km.

La relación entre el momento sísmico escalar y la magnitud de momento según Hanks y Kanamori (1979) es:

$$\log(M_0) = 1.5M_w + 9.1 \quad (5.1)$$

Para una magnitud de 9.0 Mw, el momento sísmico escalar es: $M_0 = 3.98 \times 10^{22}$ Nm. Utilizando la definición del momento sísmico escalar (Aki, 1966):

$$M_0 = \mu L W U \quad (5.2)$$

donde: $\mu = 4.5 \times 10^{10}$ N/m² es la rigidez promedio del medio elástico para una profundidad de 25 km según el modelo PREM (Dziewonski and Anderson, 1981). Despejando la dislocación U promedio de la fuente sísmica del terremoto de 1746: $U = 11.49$ m.

La fuente del terremoto de Callao 1746 se modela con varias sub-fuentes homogéneas de igual mecanismo focal, pero con diferente dislocación (“slip”) lo que permite singularizar las asperezas a fin de explicar los efectos macrosísmicos reportados desde Cañete hasta Barranca (Jiménez et al., 2013 a).

Con respecto a la profundidad de la parte superior de la fuente, ésta se ha tomado como: $H = 8$ km, valor de control de la profundidad para regular el efecto de deformación en la superficie traducida en la altura de la ola (este valor se estima a partir del proceso de aproximación iterativa). En la Tabla 5.4 se resumen los parámetros y dimensiones de la fuente sísmica.

Tabla 5.4 Parámetros de las dimensiones de la geometría de la fuente del sismo de 1746.

| Parámetro | Valor |
|---|---------|
| Longitud L | 550 km |
| Ancho W | 140 km |
| Dislocación promedio U | 11.49 m |
| Profundidad del borde superior de la fuente H | 08 km |

Según Perfettini et al. (2010), la cordillera de Nazca es una barrera para los sismos generados al sur y al norte de esta cordillera porque, dentro de su proceso geodinámico, tiende a deslizarse de forma estable, es decir, continua en el tiempo. Dado que ningún sismo histórico grande ha sido reportado al norte de Chimbote en Perú (al menos desde el siglo XVII, excepto el sismo de Chiclayo - Santa), es razonable suponer que los grandes sismos ($M > 8.0$ Mw) frente a Lima correspondan a rupturas entre las latitudes 15°S a 9°S . La distancia promedio entre la cordillera de Nazca y la fractura de Mendaña es de alrededor de los 550 km, por lo que se ha elegido a esta distancia como la longitud de la fuente sísmica: $L=550$ km (en concordancia con la fórmula de Papazachos et al., 2004). La cordillera de Nazca marca el límite entre el bloque tectónico de subducción normal hacia el sur y el bloque tectónico de subducción anormal hacia el norte.

Se supone que la distribución de la sismicidad se encuentra sobre una superficie de ruptura a partir de la fosa. Se elige un ángulo de buzamiento para el plano de subducción de $\delta=18^{\circ}$ correspondiente al buzamiento promedio de soluciones del CMT en el área seleccionada y dentro del rango de los datos de la Tabla 5.2 para sismos con falla inversa. El ancho de la fuente sísmica W en la dirección del ángulo de buzamiento, se calcula en $W=144$ km de acuerdo a las ecuaciones de Papazachos et al. (2004) y corresponde a una máxima profundidad $W\sin(\delta)+H$ de 51.3 km, una profundidad consistente con la extensión de la sismicidad con la profundidad. La proyección horizontal del límite inferior de la geometría de ruptura corresponde aproximadamente a la posición de la costa (Figura 5.6), a menudo observado por ser el límite inferior de fuentes de grandes sismos de subducción, como el sismo de Camaná de 2001 de magnitud 8.4 Mw (Jiménez et al., 2013 a).

5.1.4. Tensor de momento sísmico

Una fuente sísmica puede representarse por una combinación de un doble par de fuerzas (pares y/o cuplas), pero no todas las posibles combinaciones que se pueden formar corresponden a una fuente con un significado físico (Rueda, 2006).

Aki y Richards (2002) definen el tensor de momento sísmico en coordenadas cartesianas por una combinación de cuplas (o pares) de fuerzas y dipolos como:

$$M_{ij} = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{bmatrix} \quad (5.3)$$

Los elementos de la diagonal principal representan a los dipolos. Mientras que los otros elementos representan a las cuplas o pares de fuerza (Figura 5.2). La fuerza resultante es cero para cualquier elemento del tensor. Un par de fuerzas individual tiene un torque distinto de cero, lo que implica que el tensor de momento sísmico (de segundo orden) debe ser simétrico

para prevenir la rotación de la región de la fuente: $M_{xy} = M_{yx}$, $M_{xz} = M_{zx}$ y $M_{yz} = M_{zy}$. Esto significa que sólo hay 6 elementos independientes del tensor de momento sísmico. Si la falla es solo por deslizamiento (sin componente isotrópica), entonces la primera invariante es cero.

En función de los parámetros del mecanismo focal (Tabla 5.3): θ : azimuth (strike angle), δ : buzamiento (dip angle) y λ : deslizamiento (rake angle), los elementos del tensor de momento sísmico para una geometría determinada son (Aki and Richards, 2002):

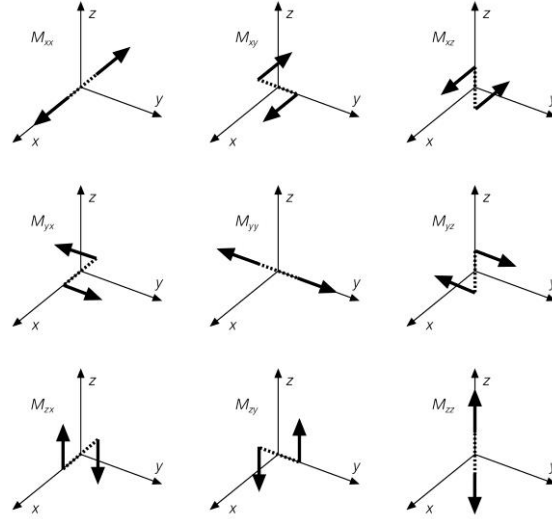


Fig. 5.2 Elementos del tensor de momento sísmico para un sistema de coordenadas cartesianas XYZ (Stein and Wyssession, 2003).

$$\begin{aligned}
 M_{xx} &= -M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\theta + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \theta) \\
 M_{xy} &= M_0 (\sin \delta \cos \lambda \cos 2\theta + \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\theta) \\
 M_{xz} &= -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \cos \theta + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \theta) \\
 M_{yy} &= M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\theta - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \theta) \\
 M_{yz} &= -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \sin \theta - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \theta) \\
 M_{zz} &= M_0 \sin 2\delta \sin \lambda
 \end{aligned} \tag{5.4}$$

Realizando las operaciones algebraicas (para $\theta=329^\circ$, $\delta=18^\circ$ y $\lambda=90^\circ$) se obtiene el siguiente tensor de momento sísmico, a partir de las ecuaciones (5.4):

$$M_{ij} = \begin{bmatrix} -0.1559 & -0.2595 & 0.4167 \\ -0.2595 & -0.4319 & 0.6935 \\ 0.4167 & 0.6935 & 0.5878 \end{bmatrix} M_0 \tag{5.5}$$

Los autovectores V_i de un tensor de segundo orden se definen como:

$$M_{ij} V_i = \sigma \delta_{ij} V_i \quad (i, j = 1, 2, 3) \tag{5.6}$$

Como $\delta_{ij} V_i = V_j$, entonces $M_{ij} V_i = \sigma V_j$, de donde se deduce que el producto de un tensor por el autovector está proyectado en la dirección del autovector y es proporcional al mismo.

Donde δ_{ij} es el tensor delta de Kronecker y σ representa los autovalores del tensor de momento sísmico M_{ij} . La ecuación característica está dada por: $|M_{ij} - \sigma \delta_{ij}| = 0$, lo que resulta en la ecuación cúbica:

$$-\sigma^3 + \Psi_1 \sigma^2 - \Psi_2 \sigma + \Psi_3 = 0 \quad (5.7)$$

Las raíces de la ecuación (5.7): σ_1 , σ_2 y σ_3 son los autovalores y los Ψ_i ($i = 1, 2, 3$) son los invariantes del tensor de momento sísmico:

$$\begin{aligned} \Psi_1 &= \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 \\ \Psi_2 &= \sigma_1 \sigma_2 + \sigma_1 \sigma_3 + \sigma_2 \sigma_3 \\ \Psi_3 &= \sigma_1 \sigma_2 \sigma_3 \end{aligned} \quad (5.8)$$

En función de las componentes del tensor de momento sísmico:

$$\begin{aligned} \Psi_1 &= M_{ii} \\ \Psi_2 &= \frac{1}{2} [M_{ii} M_{jj} - M_{ij} M_{ji}] \quad i, j = 1, 2, 3 \\ \Psi_3 &= \det(M_{ij}) \end{aligned} \quad (5.9)$$

Los valores normalizados de los invariantes son: $\Psi_1 = 0$, $\Psi_2 = -1$ y $\Psi_3 = 0$. Puesto que el tensor es simétrico, los autovalores serán reales y los autovectores serán mutuamente ortogonales. Los autovectores del tensor de momento sísmico son paralelos a los ejes principales T, B y P (Fig. 5.3).

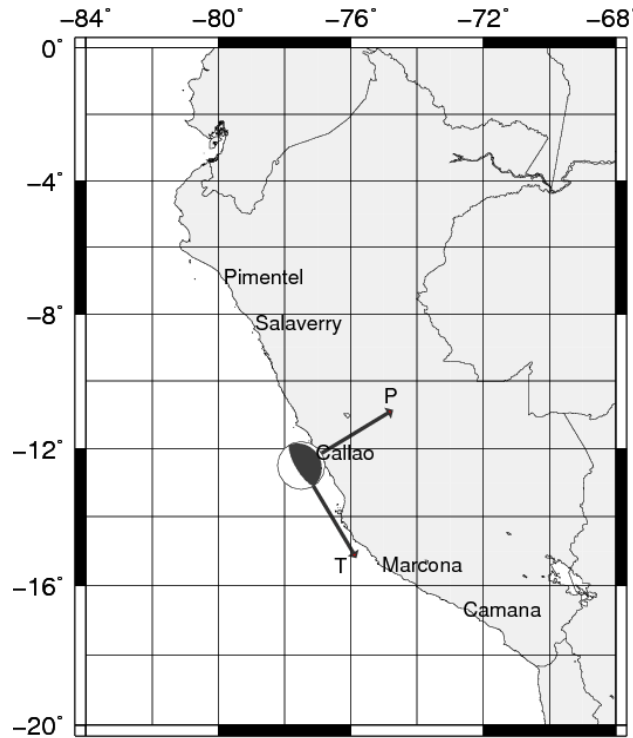


Fig. 5.3 Proyección de los autovectores P y T en el plano XY. La escala vectorial es unitaria. Los autovalores están dados por la siguiente relación:

La matriz de autovectores está dada por:

$$\begin{bmatrix} T_x & B_x & P_x \\ T_y & B_y & P_y \\ T_z & B_z & P_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -0.2338 & 0.8572 & 0.4589 \\ -0.3891 & -0.5150 & 0.7637 \\ -0.8910 & -0.0000 & -0.4540 \end{bmatrix} \quad (5.10)$$

$$\sigma = \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ -1 \end{bmatrix} \quad (5.11)$$

El autovalor $\sigma = 1$ está asociado al autovector \mathbf{T} , el autovalor $\sigma = 0$ está asociado al autovector \mathbf{B} y el autovalor $\sigma = -1$ está asociado al autovector \mathbf{P} . La matriz de autovectores (ecuación 5.10) representa una transformación de coordenadas o rotación de ejes del sistema XYZ al sistema TBP. En este sistema de coordenadas TBP, el tensor de momento sísmico es diagonal, es decir, sólo contiene dipolos:

$$M_{ij} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix} M_0 \quad (5.12)$$

La primera invariante (traza de la matriz) es nula, lo que verifica que la fuente sísmica puede modelarse mediante la combinación de 2 pares de fuerzas (double couple), con un momento o torque resultante igual a cero.

5.2. SOFTWARE Y CÓDIGOS DEL MODELO NUMÉRICO

Para procesar los datos e implementar las rutinas de procesamiento de datos y cálculo se utilizaron los siguientes programas y códigos:

- Matlab, version R2009a (mapping toolbox, image processing toolbox).
- Gfortran o Intel Fortran (el cual puede paralelizar el cómputo).
- Surfer 8.0 (realiza la interpolación 2D de la topografía y batimetría)
- Google Earth (visualizador geográfico).
- Modelo Numérico TUNAMI N2 (Tohoku University's Numerical Analysis Model for Investigation of Near-field tsunamis, version 2).
- Rutinas elaboradas o modificadas en Matlab y Fortran para el pre-procesamiento y post-procesamiento (desarrollado en la presente tesis):
 - animad.m
 - CFL_inv.m
 - cor2kml.m
 - def_oka.f
 - dib_fuente.m
 - extraer_topo.m
 - falla.m
 - fault_plane_n.m
 - fuji2oka.m
 - gebco2mat.m
 - mareografo.m
 - mat2vec.m
 - perfinun.m
 - tanioka.m

tsunami.f
tsunami1.f
ver_green.m

- Visualizador Generic Mapping Tools GMT (www.soest.hawaii.edu/gmt)

Los cálculos computacionales en el sistema operativo Linux son más rápidos que en el sistema operativo Windows. Es aconsejable utilizar Linux. También, el compilador Intel Fortran (ifort) es más rápido que el compilador gfortran para una PC de varios procesadores, por lo que se utilizó el compilador Intel Fortran en plataforma Linux. Para realizar la programación en paralelo, la sintaxis es la siguiente (desde el prompt de Linux):

```
$ ifort tsunami.for -parallel -static
```

5.3. MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN (MDE)

Un modelo digital de elevación es una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de la elevación de la superficie del terreno (topografía y batimetría) con respecto al nivel medio del mar. La unidad básica de información de un MDE es un valor de elevación Z, al que acompañan los valores correspondientes de X (longitud) e Y (latitud), que expresados en un sistema de proyección geográfica (WGS84) permiten una precisa referenciación espacial (Bolaños et al., 2001). El software utilizado en el procesamiento es el Surfer 8.0 y Matlab. La convención de signos adoptada es la siguiente: la batimetría es positiva (+) y la topografía es negativa (-).

5.3.1 Preparación de las grillas anidadas

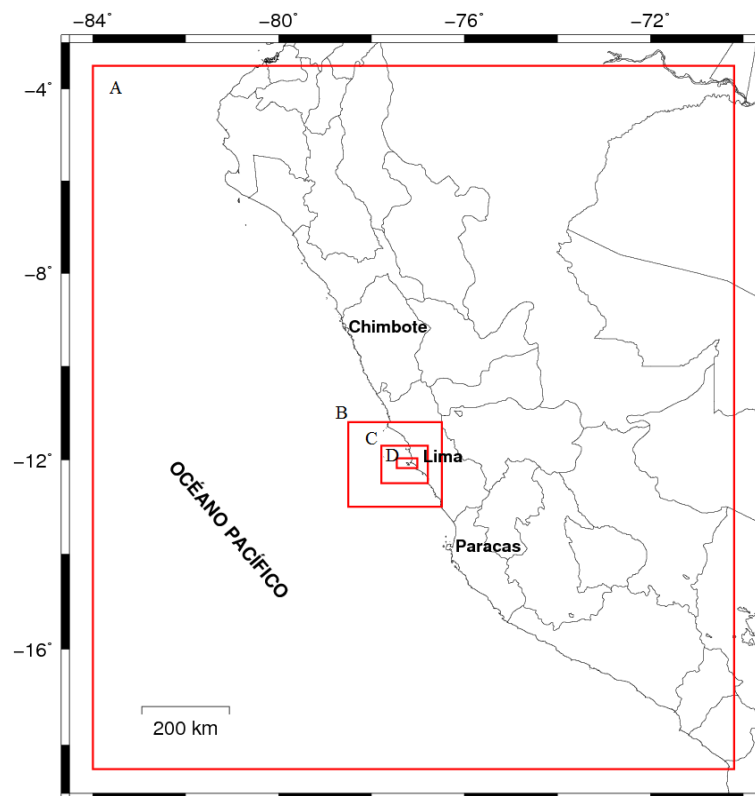


Fig. 5.4 Grillas anidadas del modelo numérico. La grilla A corresponde a la grilla de propagación, la grilla D corresponde a la grilla de inundación.

Para correr el modelo de propagación e inundación de maremotos se debe preparar un sistema de grillas anidadas, tal como A, B, C y D (Fig. 5.4). La grilla A es la más grande (en extensión) y debe contener al área de ruptura sísmica (con una resolución de 27"). La grilla D es la más pequeña y de mayor resolución (1") y debe contener el área de inundación. Para el modelo de propagación del maremoto de Callao de 1746 sólo se utilizó la grilla A. Las características geométricas que describen a cada una de las grillas se listan en la Tabla 5.5.

Para la simulación numérica del proceso de propagación, mediante el modelo lineal (Anexo D), se utilizó la grilla A con una resolución de 27 segundos de arco, generada por el modelo de batimetría "gruesa" Gebco 30. La resolución de cada grilla se da en segundos de arco (1 segundo de arco \approx 30.89 m). Este valor se seleccionó de acuerdo a la resolución de la data batimétrica disponible. Debemos recordar que el modelo numérico computacional considera a los valores de batimetría como positivos, mientras que los de topografía como negativos.

Tabla 5.5 Límites geográficos y resolución de las grillas anidadas.

| Grilla | Lat inf (°) | Lat sup (°) | Lon izq (°) | Lon der (°) | Resolución (seg. de arco) |
|--------|----------------|----------------|----------------|----------------|------------------------------|
| A | -18.50 | -03.30 | 275.00 | 289.80 | 27 |
| B | -13.00 | -11.20 | 281.50 | 283.51 | 09 |
| C | -12.50 | -11.70 | 282.21 | 283.21 | 03 |
| D | -12.18 | -11.97 | 282.54 | 282.982 | 01 |

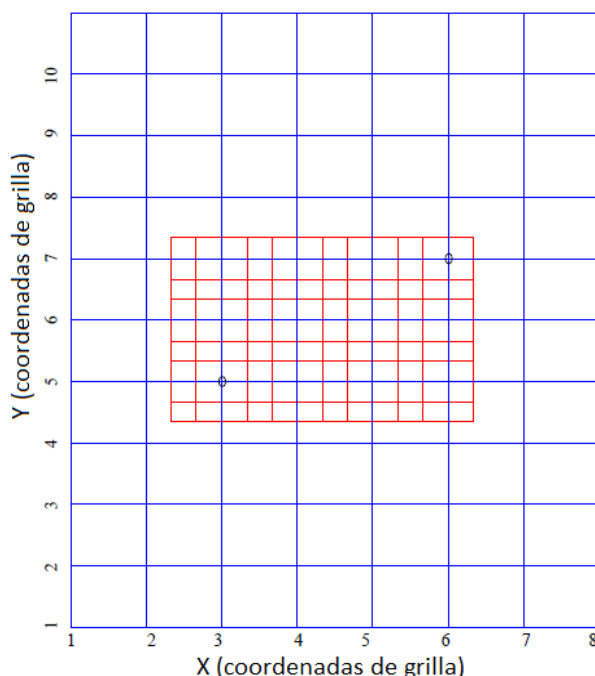


Fig. 5.5 Geometría de acoplamiento entre grillas anidadas consecutivas.
Coordenadas de grilla en unidades arbitrarias.

Es importante que las grillas anidadas estén acopladas, es decir, que algunos nodos estén compartidos por más de una grilla (Figura 5.5), de lo contrario, si los límites de las grillas están desfasados con respecto a la siguiente (o anterior) grilla consecutiva, al realizar la simulación de propagación habrá una discontinuidad en los bordes de las grillas

correspondientes y se generarán ondas ficticias. El software “nesting_grids.m” resuelve este problema en forma automática, recalculando los límites de las grillas anidadas A, B y C (Ortiz, 2006).

5.3.2 Modelo Digital de Elevación

Existen varias formas de representar los modelos de elevación (de topografía y batimetría) de acuerdo a la estructura y organización de los datos. Clásicamente, dos formas son las más comunes de presentar los modelos:

1) Formato vectorial: basado en entidades u objetos geométricos definidos por las coordenadas de sus nodos y vértices.

2) Formato matricial o “raster”: basado en las localizaciones espaciales sobre una retícula regular de puntos a los cuales se le asigna el valor de elevación. Una estructura “raster” con matriz regular es el resultado de superponer una retícula sobre el terreno y extraer la altitud media de cada celda o asociar un valor puntual de altura para el centro de la celda. La retícula puede ser una grilla regular de filas y columnas. Cada dato está implícitamente localizado según su situación en la matriz. Las matrices de altitud suelen provenir de la interpolación de modelos previos de contornos o por métodos fotogramétricos o radargramétricos (interferometría radar), como el caso del modelo SRTM (Jarvis et al., 2006). Los datos en formato “raster” pueden ser considerados como matrices rectangulares y se le puede aplicar los algoritmos del álgebra lineal y del lenguaje Matlab.

La interpolación a realizarse (para cada una de las grillas) considera el método de Kriging, que pertenece a la familia de algoritmos lineales de estimación por mínimos cuadrados. Este algoritmo está incluido en el software Surfer versión 8.0 (Oliver and Webster, 1990).

En todos los casos, es necesario aplicar un algoritmo o condición de frontera a la grilla A, para evitar inestabilidades computacionales en los bordes de las grillas (ver el paso 8 del Anexo F). Este algoritmo consiste en modificar los valores de la batimetría en las celdas adyacentes a los bordes de las grillas, esto evita las singularidades matemáticas en la discontinuidad.

5.4. MODELADO NUMÉRICO DE MAREMOTOS

Un modelo de simulación numérica es una técnica matemática para resolver ecuaciones diferenciales en derivadas parciales cuya solución analítica es extremadamente difícil o no es posible a la fecha obtenerla. Para realizar la simulación numérica se discretiza las ecuaciones utilizando métodos numéricos como las diferencias finitas, elementos finitos, etc. De esta manera se obtiene una solución numérica de dichas ecuaciones diferenciales.

El modelo numérico TUNAMI (Imamura et al., 2006) se basa en la teoría (lineal y no-lineal) de propagación de ondas en aguas someras y en el desarrollo e integración de las ecuaciones de continuidad y momentum lineal por medio del método de diferencias finitas según el esquema del “salto de rana”. Para la grilla de propagación se utiliza el modelo lineal con coordenadas esféricas y para la grilla de inundación se utiliza el modelo no-lineal con coordenadas cartesianas.

5.4.1. Modelado del proceso de generación de maremotos

Se ha tomado como referencia a una fuente sísmica con un área de ruptura desde Chimbote

(norte de Lima) hasta Pisco por el sur (10° a 15° S). Es el evento sísmico extremo que ha ocurrido en la región central del Perú, del cual se tiene documentación histórica. Los efectos macrosísmicos del terremoto reportados según la documentación histórica que el modelo propuesto debe satisfacer son:

- 1) Tiempo de arribo de la primera ola del maremoto: 30 minutos (al Callao) después de sentido (en Lima y Callao) el sismo.
- 2) Máxima altura de la primera ola: alrededor de 10 m en lo que ahora es el puerto del Callao.
- 3) La máxima altura de inundación: 24 m (probablemente en la zona de la Costa Verde).
- 4) Una subsidencia o hundimiento permanente post-terremoto.
- 5) Destrucción total desde Cañete (al sur) hasta Barranca y Pativilca (al norte).
- 6) La máxima inundación horizontal: 4 km (probablemente por el cauce del río Rímac).
- 7) Las ondas del maremoto llegaron al Callao desde el nor-oeste.
- 8) Rajaduras del suelo en la Plaza de Armas de Lima.

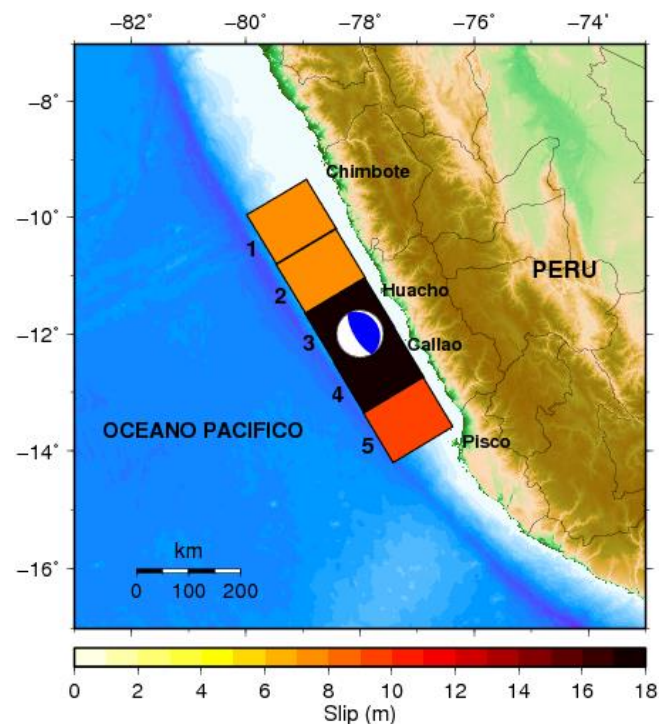


Fig. 5.6 Distribución de la fuente sísmica para el terremoto de Callao 1746 (9.0 Mw). El círculo blanco-azul representa el mecanismo focal en proyección estereográfica.

Tabla 5.6. Distribución de la dislocación promedio asignada para cada una de las sub-fuentes. Las coordenadas corresponden a la esquina sur y la profundidad H corresponde al borde superior (referido al eje vertical) de la fuente respectiva.

| N | Lat ($^{\circ}$) | Lon ($^{\circ}$) | H (km) | U (m) |
|-----|--------------------|--------------------|----------|---------|
| 1 | -10.8082 | -79.4580 | 08.0 | 07.0 |
| 2 | -11.6561 | -78.9485 | 08.0 | 07.0 |
| 3 | -12.5040 | -78.4390 | 08.0 | 17.0 |
| 4 | -13.3520 | -77.9295 | 08.0 | 17.5 |
| 5 | -14.2000 | -77.4200 | 08.0 | 09.0 |

Para satisfacer el reporte macrosísmico histórico: hubo destrucción total desde Cañete hasta Barranca (Soloviev and Go, 1975), se debe particionar el área de ruptura total (en sub-áreas rectangulares) para tomar en cuenta la distribución de las asperezas (Figura 5.6). La amplitud de la dislocación (slip) de cada subfuente se obtiene mediante un método de aproximación iterativa hasta que los resultados del modelo numérico concuerden con la documentación histórica (Tabla 5.7). La distribución de la dislocación promedio de cada fuente sísmica está dada en la Tabla 5.6, donde el valor medio de la dislocación para toda la fuente es 11.5 m, en concordancia a los resultados de la Tabla 5.4. Con estos resultados se calcula la deformación cosísmica inicial (Fig. 5.7).

Para satisfacer el reporte histórico “las ondas del maremoto llegaron al Callao luego de media hora” (Soloviev and Go, 1975), se debe tener en cuenta una propagación de ruptura unidireccional y secuencial con directividad de nor-oeste a sur-este para un tiempo de ruptura total de alrededor de 3 minutos, resulta una velocidad de ruptura promedio $v_r=3$ km/s. Esto implica que la ruptura pudo haber empezado en el extremo NW de la fuente sísmica (en el mar frente a Chimbote) propagándose, secuencialmente, hasta el extremo SE (frente a Pisco), es decir, propagación en la dirección noroeste - sureste.

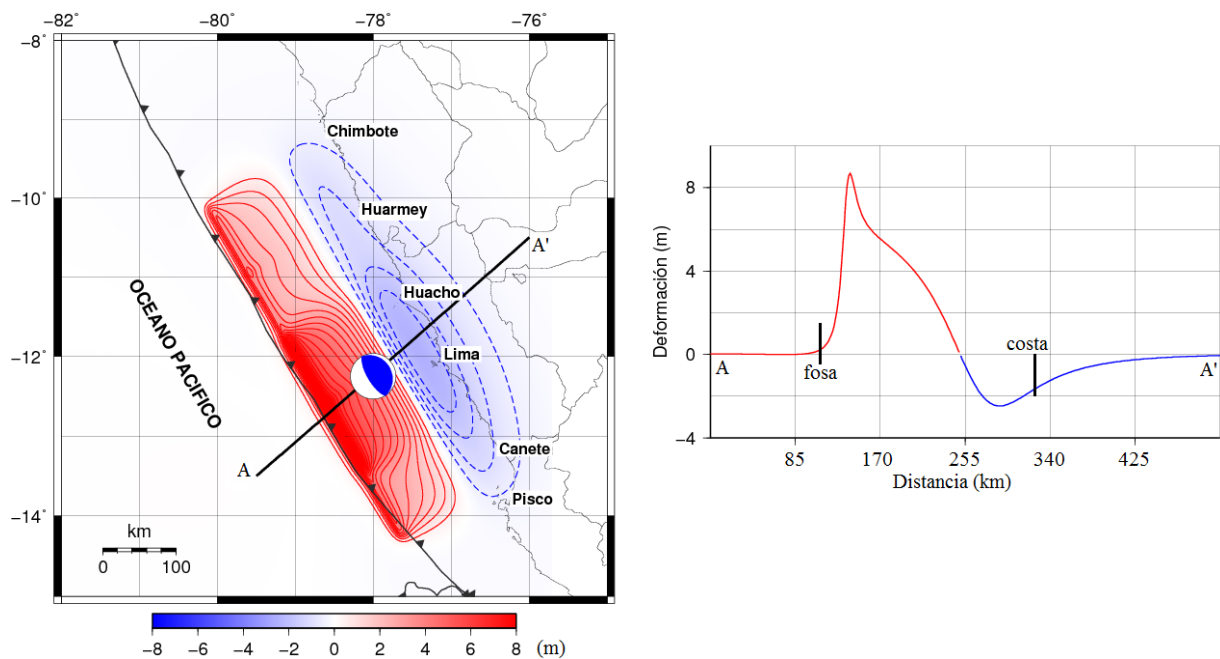


Fig. 5.7 Deformación vertical cosísmica inicial para una fuente de 9.0 Mw. El color rojo representa al levantamiento (uplift) y el azul representa la subsidencia (hundimiento). El intervalo de las curvas de nivel es 0.5 m. La aspereza principal abarca aproximadamente de Cañete hasta más allá de Huacho. El levantamiento del fondo marino por deformación máxima es 8.53 m y el hundimiento máximo es 2.32 m (para el perfil AA'). La línea negra indica la dirección del perfil de la topografía de deformación del fondo marino y de la costa (gráfico a la derecha). El círculo blanco-azul representa a la esfera del mecanismo focal.

5.4.2. Modelado del proceso de propagación de maremotos

El modelo de fuente sísmica es la condición inicial del proceso de propagación del maremoto. Una vez determinado el modelo de fuente sísmica se puede modelar numéricamente la propagación del maremoto utilizando las ecuaciones de la teoría lineal para aguas someras. La descripción del algoritmo numérico desarrollado por Koshimura (2009) se da en el Anexo D.

Un maremoto genera una variación súbita del nivel del mar y es registrado en los mareógrafos. El registro (analógico o digital) es una serie de tiempo conocida como mareograma. Debemos recordar que el modelo numérico de simulación de maremotos TUNAMI no toma en cuenta las señales correspondientes a las mareas oceánicas ni el efecto terrestre (generadas por la atracción gravitatoria entre la Tierra, el Sol y la Luna), tampoco toma en cuenta el oleaje generado por los vientos.

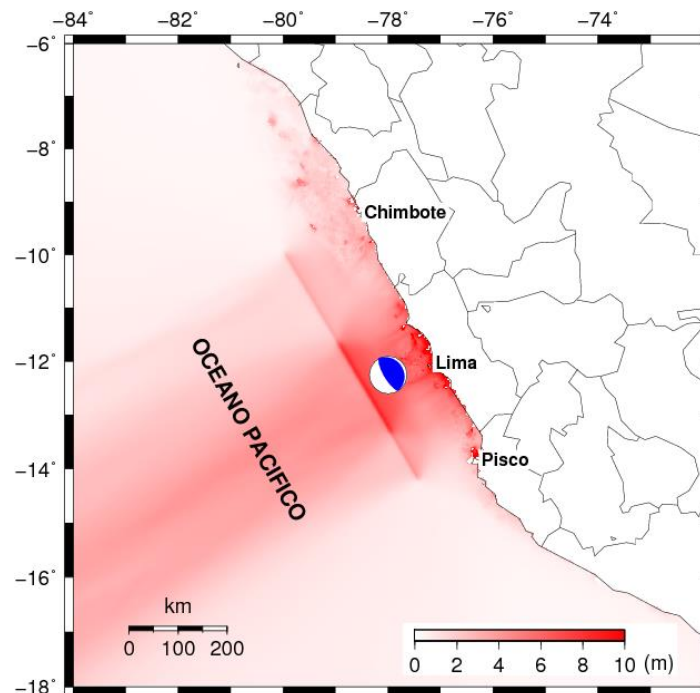


Fig. 5.8 Mapa de las máximas amplitudes de las olas. Las ondas del maremoto se dirigen en dirección perpendicular al azimut de la geometría de ruptura. Esto es un efecto que depende más de la posición de la fuente sísmica que de la batimetría.

En la grilla computacional del modelo numérico se ha colocado varios “mareógrafos virtuales” en diferentes localidades costeras con el objetivo de generar y obtener los parámetros del maremoto, como son: tiempo de arribo, amplitud de la ola, periodo y generación del mareograma sintético. También se generó un mapa de directividad o de máximas alturas de olas (Figura 5.8).

Criterio de estabilidad numérica

La condición de estabilidad numérica es conocida como CFL (Courant, Friedrichs, Lewry), quienes utilizaron el método de diferencias finitas para probar la existencia de soluciones a las ecuaciones diferenciales parciales de la física matemática. La condición de estabilidad impone restricciones sobre el intervalo de tiempo Δt en los cálculos computacionales. Cualquier intento de acelerar los cómputos tomando valores mayores de Δt resultaría en una inestabilidad numérica. El concepto de estabilidad es necesario para obtener un resultado razonable. De la experiencia en simulación numérica, un resultado numérico puede ser inesperadamente divergente dependiendo del tamaño de la grilla y del intervalo de tiempo, lo cual es causado por la inestabilidad del esquema numérico. Para evitar tal inestabilidad, se debe especificar una condición (coeficiente CFL) para asegurar la estabilidad en cada esquema. En general, un esquema estable es aquel para el cual no se permite que los errores de cualquier fuente (redondeo, truncamiento, etc.) se incrementen en la secuencia de los

procesos numéricos, cuando el proceso de cálculo se efectúa de un paso al siguiente (Imamura, 1996).

El coeficiente CFL se define como la razón de la velocidad de propagación del fenómeno físico v entre la velocidad de propagación computacional ($\Delta x/\Delta t$):

$$CFL = \frac{v}{\Delta x / \Delta t} \quad (5.13)$$

Donde: $v = \sqrt{gh_{\max}}$ es la velocidad de propagación del maremoto y h_{\max} es el máximo valor de la batimetría en la región de la grilla de propagación. Teóricamente, el valor del coeficiente CFL debe ser menor o igual a 1, es decir que en un tiempo Δt la onda no debe propagarse una distancia mayor que el Δx establecido. En la práctica se debe considerar valores menores o iguales a 0.7 para evitar riesgo de inestabilidad en el límite (Ortiz, 2006). De la ecuación (5.13), despejando el incremento de tiempo Δt se tiene:

$$\Delta t < \frac{(CFL)\Delta x}{\sqrt{gh_{\max}}} \quad (5.14)$$

Para la grilla de propagación se utilizó: $\Delta x = 926.6$ m, $CFL = 0.7$, de donde se obtuvo: $\Delta t < 2.25$ s, luego se eligió el valor para el intervalo de tiempo de $\Delta t = 2.0$ s.

5.4.3. Modelado del proceso de inundación por maremoto

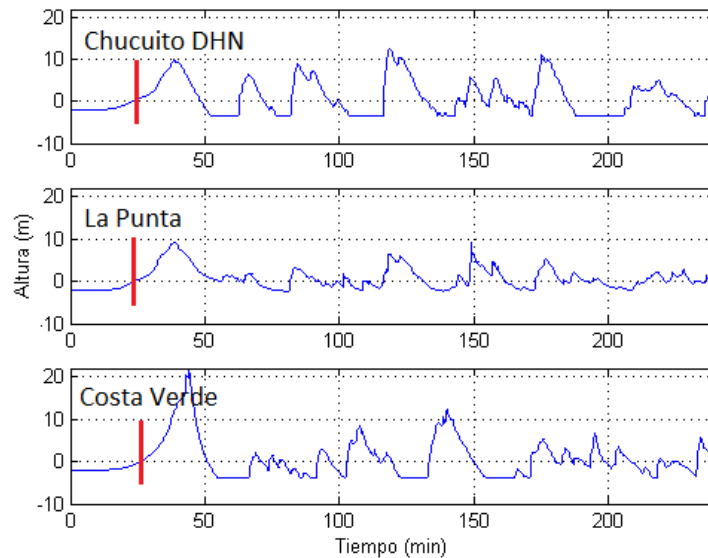


Fig. 5.9 Mareogramas virtuales. Nótese el “corte inferior” de la señal debido a la cercanía a la línea costera, esto implica un retiro del mar, es decir, un fondo marino expuesto. Las barras rojas indican el tiempo de arribo de la primera ola con respecto al tiempo de inicio del proceso de ruptura en la fuente. La ubicación de los mareógrafos se indica en la Fig. 5.10.

Para la simulación de este proceso se ha utilizado el modelo no-lineal TUNAMI-N2 (Imamura et al., 2006) para tomar en cuenta el rozamiento entre el fluido y el terreno mediante el coeficiente de rugosidad de Manning. Como resultado de la simulación no-lineal de la dinámica del maremoto se han obtenido los parámetros: tiempo de arribo, altura de la ola, mapa de inundación para las localidades consideradas en el presente trabajo: Ancón,

Ventanilla, Callao, Villa Chorrillos, Lurín y Pucusana. Se ha realizado el procesamiento de los datos topográficos y batimétricos para formar 4 grillas computacionales anidadas de diferente tamaño (Fig. 5.4). Luego, se han preparado los respectivos mapas de inundación resultantes de acuerdo a la metodología del Anexo F.

En la Fig. 5.9 se puede observar el mareograma sintético en la zona de Chucuito DHN, colindante con la zona del puerto, la primera ola tuvo una altura de 10 m con un tiempo de arribo de 23 minutos con respecto al tiempo origen del sismo. En la zona de la Punta, la primera ola es menor a los 10 m, mientras que en la zona de la Costa Verde (Miraflores), la altura de la primera ola es alrededor de 22 m. Estas diferencias se deben esencialmente al efecto de la batimetría, topografía y morfología de cada zona particular. También, se puede observar una particularidad después de ocurrido el evento sísmico: la disminución del nivel del mar (como se observa en los mareogramas virtuales de la Figura 5.9) antes de la llegada de la primera ola del maremoto. Esto se debe a la posición de la fuente sísmica con respecto a la línea de costa y al mecanismo focal del terremoto.

Mapas de inundación por maremoto

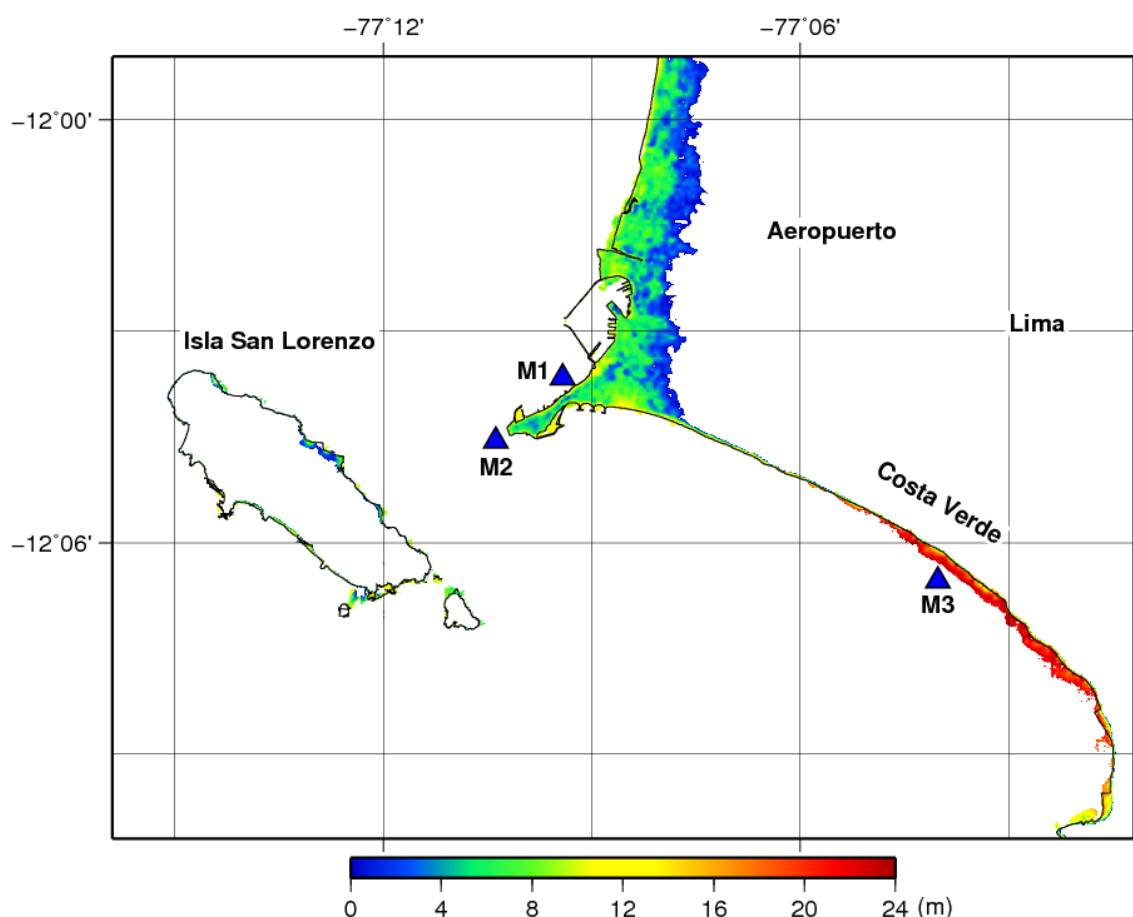


Fig. 5.10 Mapa de inundación por maremoto para el Callao y bahía de Miraflores. Nótese la gran altura (zona roja) de las olas en la Costa Verde. Los triángulos azules representan a los mareógrafos virtuales: M1=Chucuito-DHN, M2=La Punta, M3=Costa Verde.

Los maremotos pueden causar flujos de inundación de gran velocidad que pueden destruir estructuras de concreto armado a su paso y causando pérdidas de vidas en las zonas costeras. De acuerdo a la experiencia histórica, la mejor estrategia de supervivencia humana en las

zonas costeras es evitar construir edificaciones en las zonas de inundación por maremoto. Algunos pasos de previsión son: a) contar con mapas de inundación e identificar las zonas susceptibles a inundarse, b) implementar y mantener un programa educacional sobre los indicadores y peligros asociados a los maremotos y c) desarrollar sistemas de alerta temprana en estas zonas costeras (Bernard, 1999).

La Fig. 5.10 es un mapa de inundación para el Callao de un evento sísmico de magnitud 9.0 Mw similar al maremoto de 1746, con una fuente sísmica descrita en 5.4.1. La inundación llegaría hasta el límite de Plaza Vea en la Av. Buenos Aires (14 m de altitud). Sin embargo, no afectaría al aeropuerto Jorge Chávez. La parte baja de la Costa Verde es la zona de mayor peligro, donde las olas sobrepasarían los 22 m de altura.

Resumen de parámetros reportados vs. simulados.

La Tabla 5.7 muestra un resumen de los principales parámetros observado-reportados versus parámetros simulados (susceptibles de ser cuantificados por el modelo numérico de la presente tesis de grado).

Tabla 5.7 Valores de los parámetros reportados (Silgado (1978), Soloviev and Go (1975)) y simulados. (*) Después de sentido el sismo en el Callao. Según el Diccionario de la Lengua Española (RAE, 2001), una legua en el antiguo sistema español equivale a 5572.7 m.

| Parámetro | Reportado | Simulado |
|--|-----------------|--------------|
| Tiempo de arribo al Callao | 30 min * | 23 min |
| Altura de primera ola en Callao | 10 m | 10 m |
| Máxima altura de inundación (probablemente en Costa Verde) | 24 m | 22 m |
| Máxima inundación horizontal en cauce del río Rímac | 1 legua | No calculado |
| Subsidencia en Callao | Cualitativo | 2.5 m |
| Subsidencia en Huacho | Sin información | 2.2 m |

CAPÍTULO VI

RESULTADOS DE LA SIMULACIÓN NUMÉRICA

6.1. MÁXIMA AMPLITUD DE OLA Y TIEMPO DE ARRIBO DE LA PRIMERA OLA

6.1.1. Máxima amplitud de la ola y tiempo de arribo en costa de Lima y Callao

El modelo numérico de simulación no-lineal proporciona como resultados: la máxima altura de la ola en la línea de costa y el tiempo de arribo de la primera ola (con respecto al tiempo origen del terremoto maremotogénico). Estos resultados, se muestran en la Tabla 6.1.

Según la información histórica, la máxima altura de inundación del maremoto de 1746 fue de 24 m (Soloviev and Go, 1975). Según los resultados del presente trabajo, la altura máxima es de 22 m y ocurre en la zona de los acantilados de la Costa Verde. Esto valida los resultados obtenidos mediante el modelo numérico, dentro del margen de error respectivo.

Con respecto al tiempo de arribo del maremoto (T_a), los documentos históricos indican que la primera ola del maremoto llegó al Callao casi a la media hora, después de sentido el terremoto. El modelo numérico proporciona como resultado un tiempo de arribo de 23 minutos después de ocurrido el sismo, cercano al valor histórico estimado.

Tabla 6.1 Resultados de la simulación para el modelo numérico no-lineal del maremoto en Callao y localidades costeras de Lima. T_a : tiempo de arribo, H_{\max} : máxima amplitud de ola.

| Localidad | $M \approx 9.0 M_w$ | |
|---------------|---------------------|----------------|
| | T_a (min) | H_{\max} (m) |
| Ancón | 25 | 15 |
| Ventanilla | 24 | 14 |
| Callao Puerto | 23 | 10 |
| Villa | 18 | 14 |
| Lurín | 20 | 15 |
| Pucusana | 18 | 13 |

6.1.2. Máxima amplitud de la ola y tiempo de arribo en localidades del Perú

Se ejecutó el modelo lineal de propagación del maremoto, para una sola grilla de 30 segundos de arco de resolución (alrededor de 927 m), para el modelo de fuente estática y para el modelo de fuente cinemática (con directividad de la propagación de la ruptura de nor-oeste a sur-este) de la fuente sísmica de la Fig. 5.5, con los correspondientes mareógrafos virtuales ubicados en las localidades costeras indicadas en la Fig. 6.1, cuyas coordenadas geográficas en la posición de cada localidad se listan en la Tabla 6.2.

El modelo numérico lineal sobrestima las amplitudes de la onda del maremoto en la línea de costa (Tabla 6.3) debido a que la condición de frontera supone una pared vertical; esto implicaría la utilización de un “factor de corrección de linealidad” para cada estación mareográfica. Esto será un tema de una investigación futura.

De acuerdo a los resultados de la Tabla 6.3, se puede observar que para la región al norte de la fuente, las alturas máximas y los tiempos de arribo son similares. Mientras que, para el centro y sur, hay un incremento en los tiempos de arribo y en las amplitudes máximas debido a la directividad de nor-oeste a sur-este del modelo de deformación secuencial. Debido a la resolución de la grilla en este caso ($30'' \sim 927 \text{ m}$), estos resultados son referenciales, siendo el más exacto el modelo numérico no-lineal, donde la resolución de la grilla es de 1 segundo de arco ($\sim 30 \text{ m}$) para la zona de inundación.

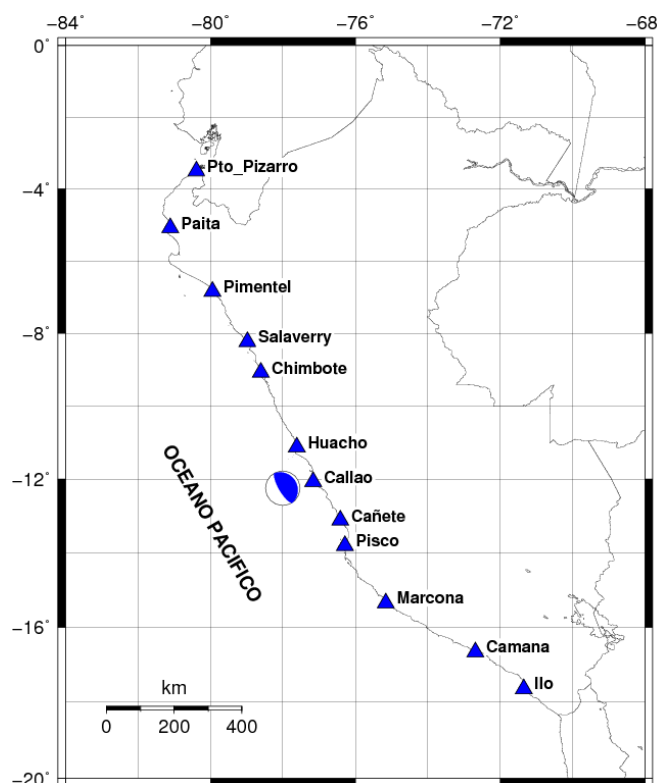


Fig. 6.1 Mapa con la ubicación de los mareógrafos virtuales, representados por los triángulos azules. El diagrama focal (de color blanco-azul) representa la fuente sísmica.

Tabla 6.2 Coordenadas geográficas de los mareógrafos virtuales situados en la posición donde actualmente la DHN tiene emplazados mareógrafos operativos con excepción de Huacho, Cañete y Camaná.

| Localidad | Lon (°) | Lat (°) | Tipo de playa |
|--------------|---------|---------|---------------|
| Pto. Pizarro | -80.391 | -03.498 | Abierta |
| Paíta | -81.110 | -05.081 | Abierta |
| Pimentel | -79.945 | -06.830 | Abierta |
| Salaverry | -78.990 | -08.220 | Puerto |
| Chimbote | -78.599 | -09.079 | Bahía |
| Huacho | -77.616 | -11.122 | Puerto |
| Callao | -77.157 | -12.062 | Puerto |
| Cañete | -76.418 | -13.113 | Abierta |
| Pisco | -76.300 | -13.720 | Abierta |
| Marcona | -75.160 | -15.360 | Puerto |
| Camaná | -72.710 | -16.654 | Abierta |
| Ilo | -71.353 | -17.648 | Abierta |

Tabla 6.3 Resultados de la simulación para el modelo numérico lineal del maremoto en las localidades del Perú. Ta: tiempo de viaje de la fuente al mareógrafo virtual (tiempo de arribo).

| Localidad | Fuente Estática | | Fuente Cinemática | |
|--------------|-----------------|----------------------|-------------------|----------------------|
| | Ta (min) | H _{max} (m) | Ta (min) | H _{max} (m) |
| Pto. Pizarro | 132 | 0.65 | 131 | 0.75 |
| Paita | 70 | 1.82 | 70 | 1.48 |
| Pimentel | 99 | 5.96 | 99 | 5.80 |
| Salaverry | 83 | 8.78 | 84 | 8.21 |
| Chimbote | 49 | 9.11 | 49 | 8.85 |
| Huacho | 23 | 10.98 | 26 | 10.72 |
| Callao | 23 | 17.88 | 28 | 20.35 |
| Cañete | 24 | 11.60 | 32 | 11.62 |
| Pisco | 23 | 6.69 | 31 | 7.23 |
| Marcona | 34 | 4.05 | 41 | 5.65 |
| Camaná | 67 | 1.68 | 75 | 2.21 |
| Ilo | 73 | 0.93 | 81 | 1.06 |

6.1.3. Mareogramas sintéticos en las localidades costeras del Perú

Las Figuras 6.2 y 6.3 muestran los mareogramas sintéticos correspondientes a los mareógrafos virtuales listados en la Tabla 6.2, de acuerdo a los dos modelos de fuente sísmica propuestos: fuente sísmica estática y fuente con propagación dinámica con directividad de nor-oeste a sur-este.

Se observa que las máximas alturas de ola corresponden a las localidades de Callao, Cañete y Huacho (frente a la subfuente sísmica N° 3, Fig. 5.5); esto está de acuerdo con los datos iniciales en cuanto a que la máxima destrucción (debido al sismo) abarca a estas localidades y por lo tanto, esta subfuente sísmica se le modela como una gran aspereza, lo que origina las máximas alturas de ola. De acuerdo a Soloviev and Go (1975), hubo destrucción total desde Cañete hasta Barranca.

En las localidades ubicadas en Puerto Pizarro (al norte) e Ilo (al sur), se observa que la amplitud de las olas es pequeña, entre 1 m y 2 m, respectivamente. Hay una característica peculiar en Puerto Pizarro, Paita, Chimbote e Ilo: el mareograma sintético presenta un espectro de frecuencias con predominio de ondas largas con periodos de más de 1 hora. Esto se debe a la batimetría y morfología de la zona respectiva.

Nótese que las máximas alturas de la ola para la fuente sísmica estática son mayores que las de la cinemática (para la región al norte de la fuente) mientras que para la región sur ocurre lo contrario, es decir, las máximas alturas de la ola para la fuente estática son menores que las de la cinemática. Este fenómeno se debe a la directividad de la ruptura de la fuente sísmica.

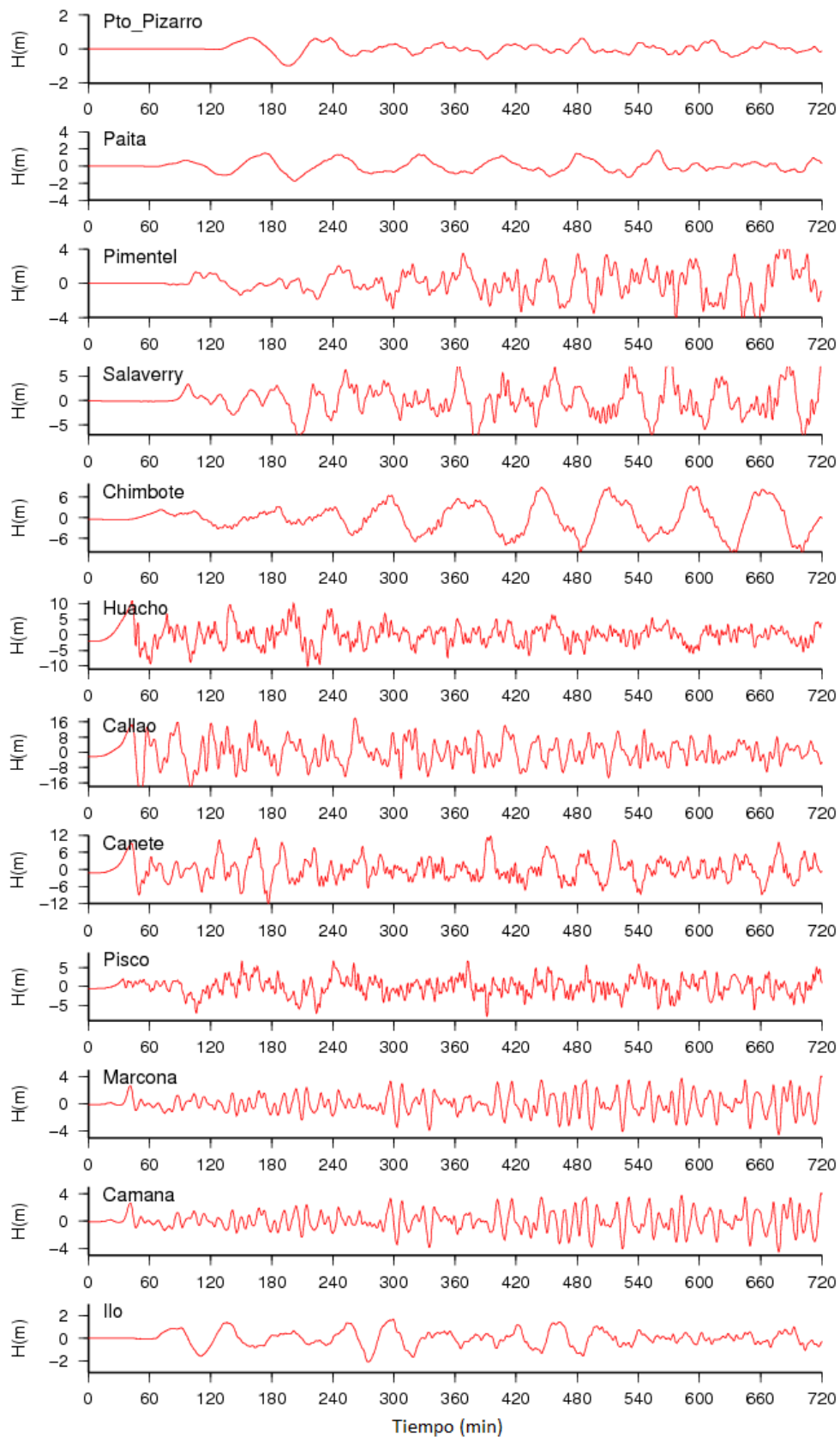


Fig. 6.2 Mareogramas virtuales de la fuente sísmica estática. El tiempo es con respecto al inicio de la ruptura. La alta frecuencia en algunas señales se debe a la distribución de las irregularidades de la batimetría de la estación. Las señales de las estaciones de Huacho a Pisco están por debajo del nivel cero debido a la condición inicial del modelo numérico.

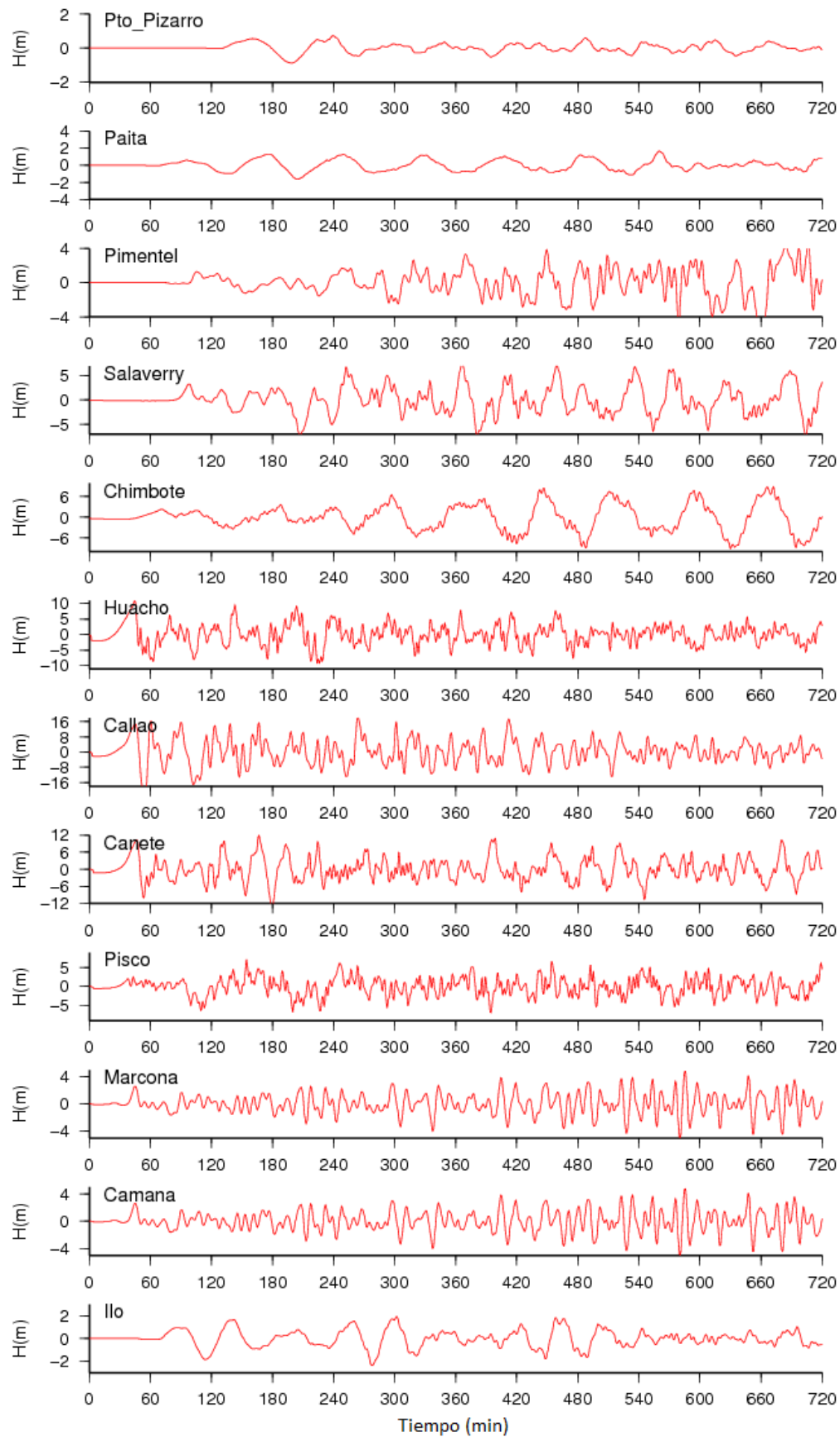


Fig. 6.3 Mareogramas virtuales para la fuente sísmica con propagación cinemática.

6.2. MAPAS DE INUNDACIÓN POR MAREMOTO

Los mapas de inundación por maremoto indican las zonas potencialmente inundables debido a un sismo maremotogénico local. Esta clase de mapas son herramientas útiles para la previsión, prevención y mitigación de desastres por impacto de maremotos. Actualmente, se obtienen mediante el modelado numérico de maremotos (Imamura, 2009).

Los mapas de inundación por maremoto de origen local para las zonas de: Ancón – Ventanilla, Callao – Costa Verde, Villa Chorrillos – Lurín y Punta Hermosa – Pucusana, para un evento sísmico de 9.0 Mw, se muestran en las Figuras 6.4 al 6.7.

Los archivos digitales de estos mapas están en formato “raster” o matricial. Para obtener la línea de máxima inundación y el área de inundación, se procesa digitalmente estos archivos con algún software como ArcGis o Matlab, utilizando las funciones de “Image Processing Toolbox”. El resultado es un archivo de datos en formato texto (ASCII) con los siguientes campos: longitud geográfica, latitud geográfica y altura sobre el nivel medio del mar. El archivo de texto puede convertirse al formato KML para ser visualizado mediante el software Google Earth o similares (Figuras 6.8 al 6.13).

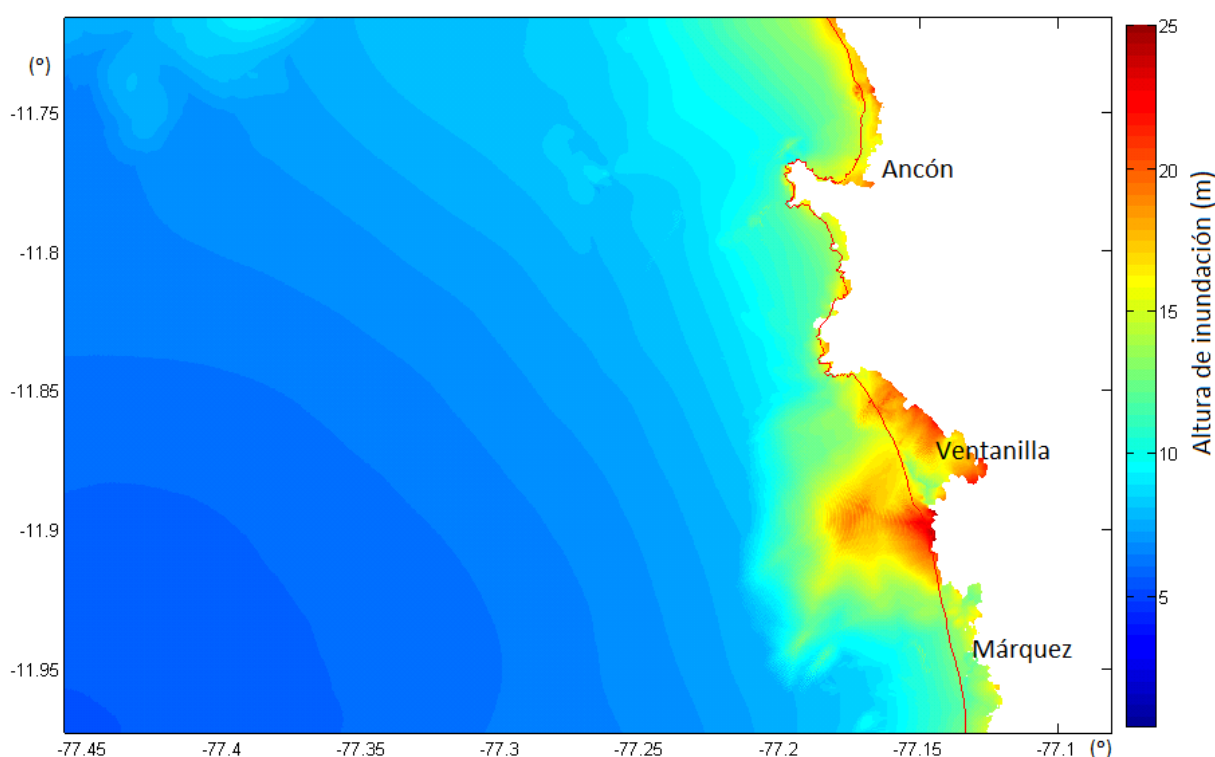


Fig. 6.4 Mapa de inundación para la zona de Ancón - Ventanilla debido a la fuente sísmica de la Fig. 5.6 correspondiente a un sismo de magnitud 9.0 Mw. La escala de colores indica la altura de la ola con respecto al nivel medio del mar. La inundación horizontal en Ventanilla llega a los 3.3 km, con una máxima altura de inundación de 22 m.

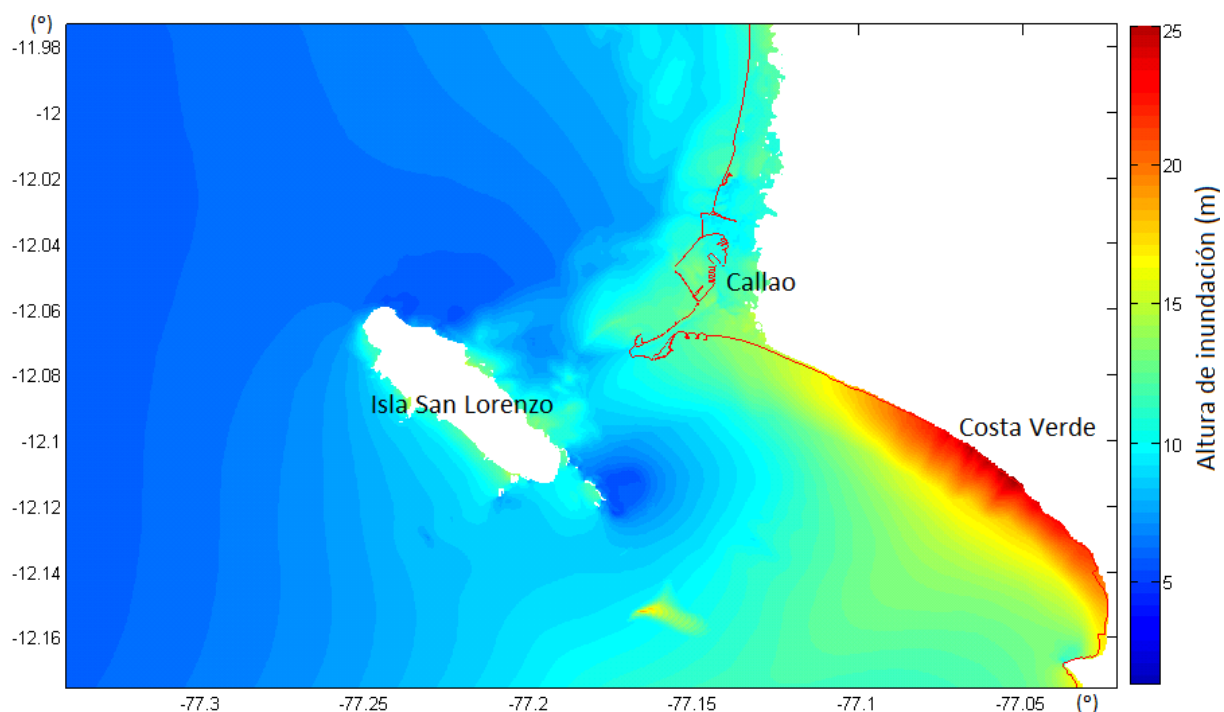


Fig. 6.5 Mapa de inundación para la zona de Callao - Costa Verde (9.0 Mw). La altura de la ola del maremoto se incrementa en la zona de la Costa Verde debido a la configuración de la topografía: acantilado con pendiente casi vertical. El costado sur-oeste de la isla San Lorenzo está conformado por acantilados, de manera que no hay inundación apreciable; sin embargo, en el otro lado (nor-este) hay zonas que se inundarían, como la Base Naval.

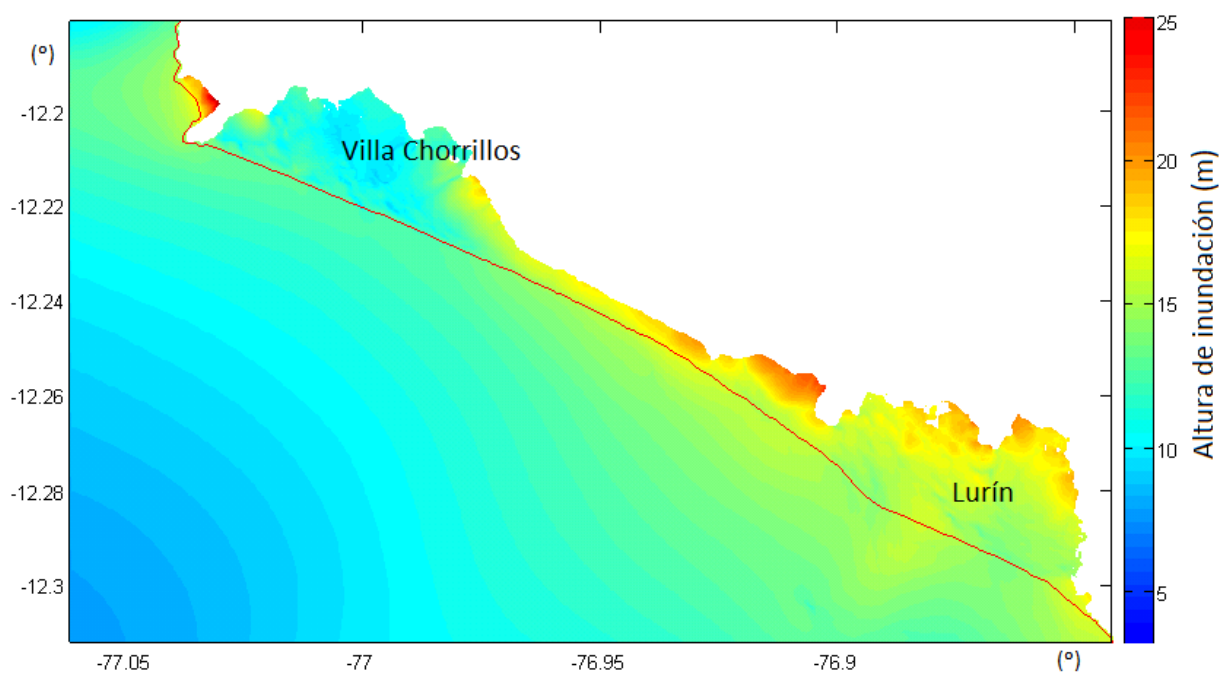


Fig. 6.6 Mapa de inundación para la zona de Villa Chorrillos y Lurín (evento sísmico de 9.0 Mw). La máxima inundación horizontal en Villa Chorrillos es de 2.5 km con una cota topográfica máxima de 12 m, mientras que en Lurín es de alrededor de 3.2 km con una cota de 20 m.

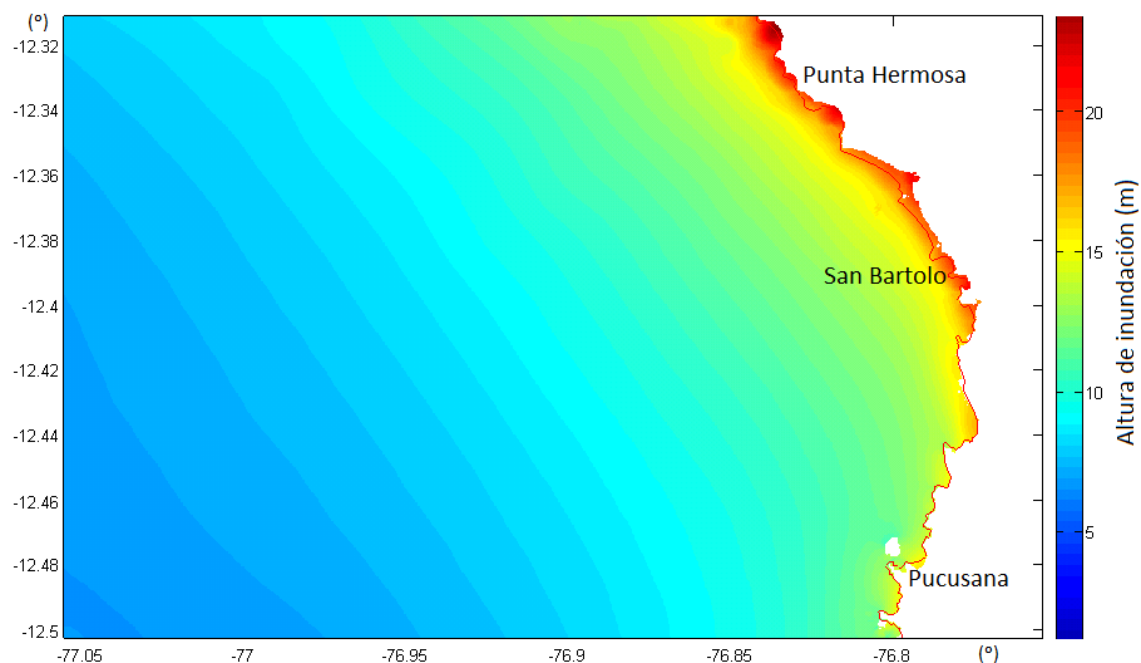


Fig. 6.7 Mapa de inundación para la zona de Punta Hermosa - Pucusana (sismo de 9.0 Mw). Se observa que no hay demasiada inundación excepto al nor-oeste de San Bartolo debido a la configuración de la topografía, compuesta por playas angostas y acantilados en su mayor parte.

6.2.1. Imágenes satelitales de “Google Earth”

Mediante el procesamiento digital de imágenes, se han obtenido las líneas de inundación en formato KML (compatible con “Google Earth”), algunas sinuosidades han sido alisadas (Figuras de 6.8 a 6.13).



Fig. 6.8 Imagen satelital para la zona de Ventanilla. El límite de inundación máxima para el evento sísmico de 9.0 Mw está marcado por la línea azul. La topografía de esta zona tiene una pendiente casi horizontal, donde existen pantanos y humedales (en color verde). La línea de color rojo marca el límite de inundación para un evento sísmico local de magnitud 8.5 Mw.



Fig. 6.9 Imagen satelital para la zona de la refinería La Pampilla, donde se observan los tanques de almacenamiento de combustible. La línea de inundación en color azul para el evento sísmico de 9.0 Mw. La parte sur de la refinería La Pampilla sería inundada. La parte norte de la refinería no sería afectada.



Fig. 6.10 Imagen satelital para la zona de La Punta y parte oeste del Callao. La inundación máxima está en color azul para el evento sísmico de 9.0 Mw. El distrito de La Punta sería totalmente inundado. La inundación horizontal llegaría casi a los 1.6 km en el puerto del Callao. Para estudiar las interferencias de las construcciones existentes, se debe considerar datos de topografía de 10 m de resolución horizontal para la grilla de inundación, esto ampliará el espectro espacial del modelo digital de elevación.



Fig. 6.11 Imagen satelital para la zona del aeropuerto Jorge Chávez. La inundación máxima está en color azul para el evento sísmico de 9.0 Mw. El aeropuerto internacional Jorge Chávez no sería afectado por la inundación del maremoto.



Fig. 6.12 Imagen satelital para la zona de Miraflores - Barranco. Las líneas límite de inundación para los sismos de magnitud 8.5 Mw (en color rojo) y 9.0 Mw (en color azul) caerían al pie del acantilado de la Costa Verde. Sin embargo, la máxima altura de inundación sobrepasará los 20 m, inundando toda la infraestructura vial y constructiva de la Costa Verde. La quebrada de Armendáriz no sería inundada debido a que su altura es mayor a los 20 m.

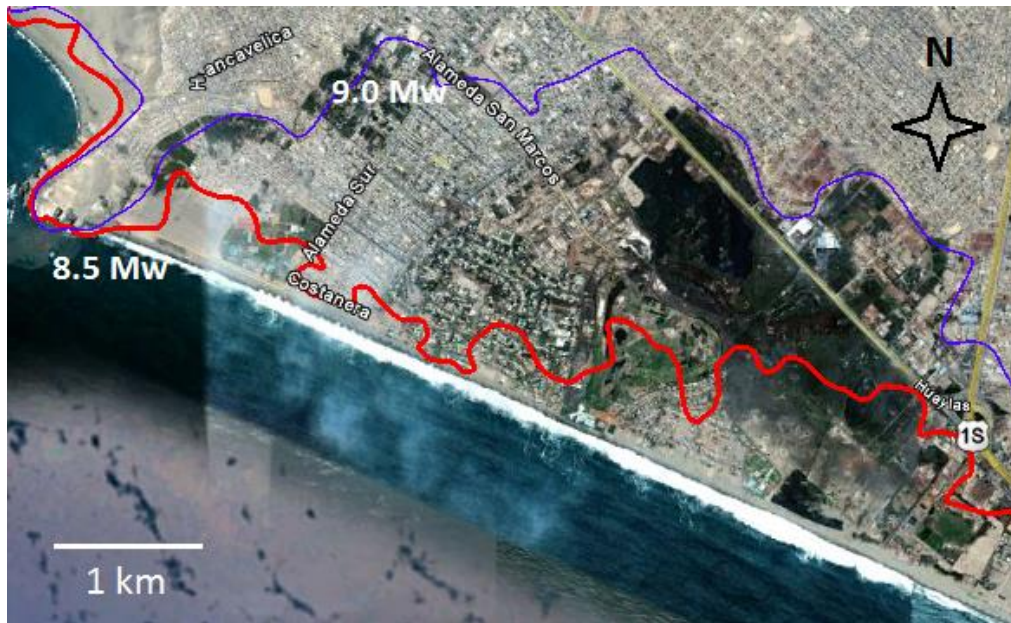


Fig. 6.13 Imagen satelital para la zona de Villa - Chorrillos. La inundación máxima está en color azul para el evento sísmico de 9.0 Mw. Debido a la topografía con pendiente casi horizontal, la distancia de inundación horizontal es de alrededor de 2.5 km. Los pantanos de Villa (en color verde) serían totalmente inundados.

6.2.2. Diagrama de inundación para Lima y Callao



Fig. 6.14 Inundación en los distritos costeros de las provincias de Lima y Callao.

La Figura 6.14 muestra la inundación en las costas de las provincias de Lima y el Callao, para dos eventos sísmicos: un evento de 9.0 Mw (el peor evento, comparable al maremoto de 1746) y un evento de 8.5 Mw (el evento más frecuente). A continuación, se hace un breve análisis de los niveles de inundación en los distritos y zonas costeras.

Se puede identificar varias zonas o distritos con alto nivel de inundación, por la topografía de la zona, por la severidad de la inundación y por la densidad poblacional, ver Tabla 6.4:

Tabla 6.4 Máxima distancia horizontal y altura de inundación para el maremoto de Callao de 1746.

| Localidad | Máxima distancia de inundación | Máxima altura de inundación |
|------------------|--------------------------------|-----------------------------|
| Ventanilla | 3.3 km | 25 m |
| Callao Puerto | 1.8 km | 14 m |
| Villa Chorrillos | 2.5 km | 12 m |
| Lurín | 3.2 km | 20 m |

También, se puede identificar las zonas o distritos con nivel medio de inundación. Sin embargo, la probabilidad de daño puede aumentar en los meses de verano debido al incremento de la densidad poblacional:

- Ancón
- Santa Rosa
- Villa El Salvador
- Punta Negra

Los distritos con bajo nivel de inundación (debido a la topografía y severidad de la inundación) corresponden a los balnearios del sur. Sin embargo, la probabilidad de daño puede aumentar en los meses de verano debido al incremento de la densidad poblacional, puesto que estos son balnearios turísticos de veraneo:

- San Bartolo
- Santa María
- Pucusana

Las zonas o distritos mínimamente afectados debido a su alta topografía corresponden a las zonas altas de la Costa Verde. Sin embargo, en las zonas colindantes al mar que generalmente corresponden a clubes, playas y restaurantes, la máxima altura de inundación es más alta y superaría los 20 m según el modelo numérico (para el evento extremo de 9.0 Mw), esto se debe a la pared casi vertical conformada por el acantilado. Estos distritos son los siguientes:

- La Perla (Callao)
- San Miguel
- Magdalena del Mar
- San Isidro
- Miraflores
- Barranco

La probabilidad de daño puede incrementarse en todos los balnearios costeros en los meses de verano y en los fines de semana, cuando aumenta la densidad poblacional en pequeñas áreas (balnearios y playas de veraneo).

6.3. MICROZONIFICACIÓN POR INUNDACIÓN POR MAREMOTO

La microzonificación es la partición y caracterización de una región geográfica determinada de acuerdo a un conjunto de parámetros mensurables que se utiliza para evaluar el impacto de peligros naturales y los resultantes desastres. La microzonificación sísmica es la división de un territorio (urbano o rural) en áreas geográficas con respuestas o comportamientos diferentes ante el impacto de un sismo (Aki and Lee, 2003). En analogía con el concepto anterior, la microzonificación por inundación de maremotos es la división de un territorio en áreas geográficas con respuestas y comportamientos diferentes ante el impacto de un maremoto.

Los mapas de microzonificación constituyen un elemento esencial de previsión para la planificación territorial y la reducción o mitigación de desastres por fenómenos naturales, ya que permite seleccionar los sitios más seguros para la localización y construcción de infraestructuras, lugares de refugio o zonas de evacuación. Un mapa de inundación no brinda suficiente información para la planificación del territorio urbano e implementación de medidas de previsión y prevención de desastres. La intensidad del impacto de un maremoto no es uniforme en el área de inundación, es por eso que se hace necesario realizar un trabajo de microzonificación de la inundación por maremoto para identificar zonas de mayor y menor impacto.

6.3.1. Factores cuantificadores

Es necesario establecer qué factores o variables físicas pueden ser analizados para elaborar un mapa de microzonificación. Estos factores son los parámetros que cuantifican el efecto destructivo del maremoto (sobre una edificación), siendo los más importantes:

a) Energía por unidad de masa: Este parámetro escalar cuantifica la energía del maremoto que se transfiere a las edificaciones, está dada por:

$$\frac{E}{m} = \frac{1}{2}v^2 + gh \quad (6.1)$$

Donde: E = energía (J), m = masa (kg), v = velocidad de flujo (m/s), g = aceleración de la gravedad (9.8 m/s^2), h = amplitud de la ola (m) con respecto al nivel medio del mar.

b) Presión hidrodinámica: Es un parámetro escalar que mide el módulo de la fuerza por unidad de área aplicada sobre una sección transversal de la edificación; está dada por:

$$P = \frac{1}{2} C_D \rho v^2 \quad (6.2)$$

Donde: C_D = coeficiente de arrastre, v = velocidad de flujo (m/s), ρ = densidad del fluido (kg/m^3), (Kundu and Cohen, 2004).

c) Flujo de agua (Φ): Este es un parámetro vectorial que toma en cuenta 2 variables importantes: la velocidad del fluido (v) y las propiedades del fluido a través de su densidad (ρ).

$$\Phi = \rho v \quad (6.3)$$

d) Velocidad de flujo: Este parámetro vectorial considera el módulo y dirección de la velocidad del maremoto en la zona de inundación.

$$v = F\sqrt{gh} \quad (6.4)$$

Donde F es el coeficiente de Froude con valores cercanos a la unidad para una condición crítica (Fritz et al., 2006).

De las relaciones anteriores se puede observar que todos los parámetros cuantificadores son función de la velocidad o del campo vectorial de la velocidad del maremoto. Lo que significa que este parámetro es muy importante para cuantificar el impacto físico del maremoto. Además, la peligrosidad de un maremoto depende del volumen de agua, magnitud de la velocidad de flujo y dirección de impacto.

6.3.2. Modelo simple de impacto sobre una pared

La Fig. 6.15 muestra el modelo de impacto del fluido sobre una pared sin columnas. El flujo dinámico actúa sobre una pared (sin anclajes o columnas) de masa m y dimensiones w (ancho), t (espesor), H (altura). La fuerza F debido al flujo dinámico será:

$$F = PA = \left(\frac{1}{2}\rho C_D v_n^2\right)(wh) \quad (6.5)$$

Donde A es el área de la pared, h es la altura de la ola del maremoto, v_n es la componente de la velocidad normal a la pared. Se supone $C_D \approx 1$, que implica un flujo laminar. La segunda condición de equilibrio establece una igualdad entre los torques (con respecto al pivote O, Fig. 6.15): $\tau_1 = \tau_2$, se tiene para el punto de aplicación a la mitad de la altura h :

$F\left(\frac{h}{2}\right) = mg\left(\frac{t}{2}\right)$, luego: $\frac{1}{2}\rho v_n^2 wh\left(\frac{h}{2}\right) = mg\left(\frac{t}{2}\right)$. Luego se obtiene la magnitud de la velocidad crítica (normal a la pared) para que el sistema colapse:

$$v_c = \frac{1}{h} \sqrt{\frac{2mgt}{\rho w}} \quad (6.6)$$

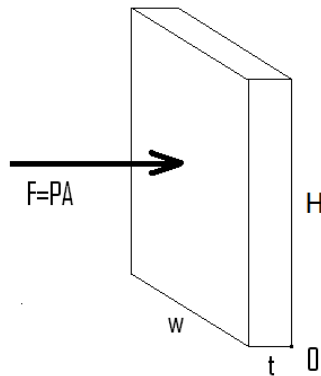


Fig. 6.15 Modelo simple de impacto de una ola de altura h sobre una pared de ancho w , altura H ($H > h$) y espesor t .

Para edificaciones se debe considerar factores adicionales como la orientación de la edificación con respecto a la dirección del flujo y la resistencia de los materiales como el concreto, columnas, etc. En el maremoto de Camaná del 2001 se observó en muchas construcciones un forado en la pared frontal y posterior donde el flujo de agua entró y salió de la misma edificación, rompiendo el concreto. Esto da una idea de la magnitud de la fuerza del flujo de agua (Ocola y Huaco, 2006).

6.3.3. Mapa de microzonificación.

Se ha elaborado un mapa de microzonificación basado en el factor cuantificador de magnitud de velocidad de flujo v . El mapa se presenta en la Fig. 6.16.

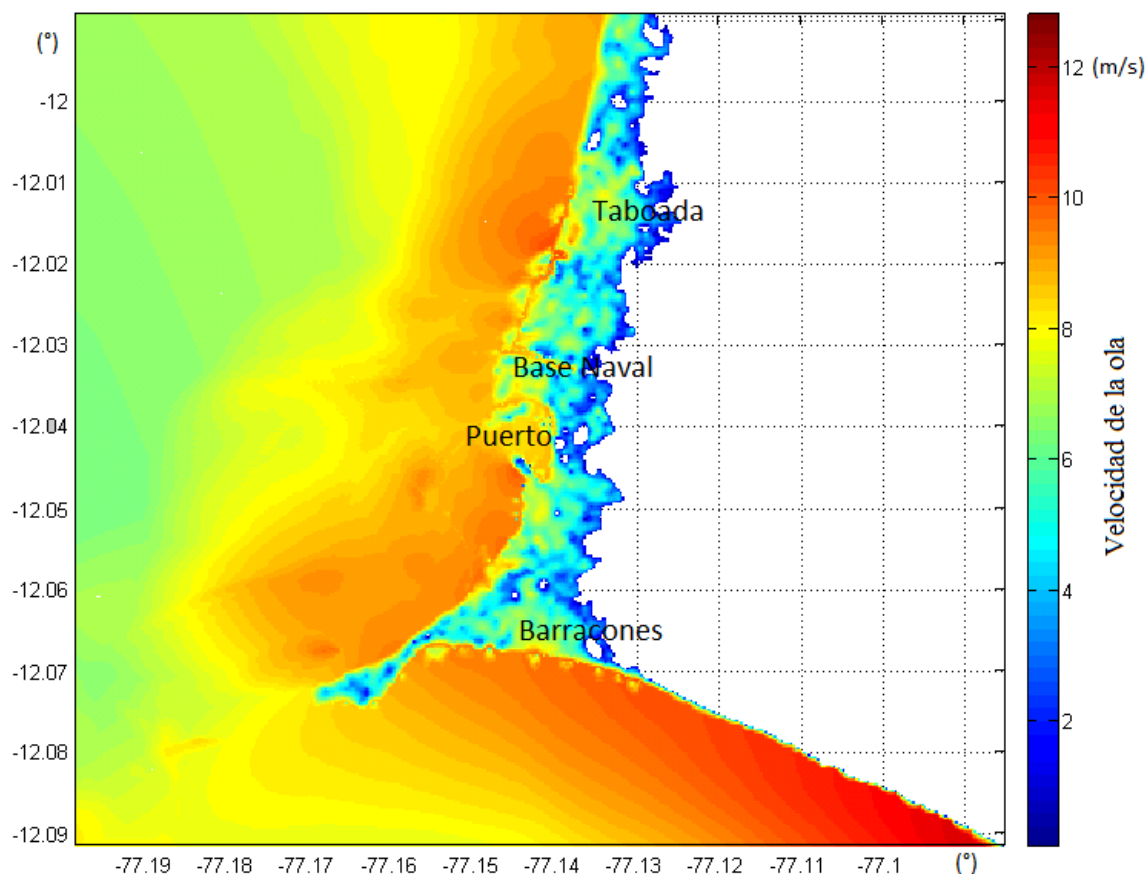


Fig. 6.16 Mapa de microzonificación por magnitud de velocidad. Las zonas más afectadas son la Taboada, la Base Naval, el puerto del Callao y los Barracones del Callao.

De los 4 factores hidrodinámicos cuantificadores del nivel de peligro del impacto de las olas de inundación por maremoto, se ha elegido el parámetro de “velocidad hidrodinámica” (Fig. 6.16). Los otros factores (energía, presión y flujo) no se toman en cuenta porque básicamente sus respectivas gráficas son muy similares al de “velocidad hidrodinámica”, por lo que se ha omitido la presentación de sus respectivos mapas.

Las zonas de mayor daño debido al impacto y violencia del maremoto (en el Callao) son:

- a) La Taboada ($v \approx 9$ m/s)
- b) La Base Naval del Callao ($v \approx 8$ m/s)
- c) La zona del Puerto Callao ($v \approx 9$ m/s)
- d) Los Barracones del Callao ($v \approx 8$ m/s)

Para la zona de la Punta y Chucuito, la inundación será total pero la velocidad del flujo no sobrepasará los 5 m/s (Fig. 6.16). Esto se debe esencialmente a la batimetría local en torno a La Punta, la cual es bastante superficial. Esta batimetría superficial genera una mayor fricción entre la capa de fluido y el fondo marino, por lo que la velocidad de las ondas del maremoto en esta zona es menor. Sería importante graficar los vectores de velocidad en el mapa de inundación, por lo que habría que modificar el código del modelo numérico para obtenerlo.

6.4 EFECTO DE LA ISLA SAN LORENZO EN EL IMPACTO DE INUNDACION

El modelado numérico de maremotos demuestra que la isla San Lorenzo no se comporta como una barrera de protección natural contra el impacto del maremoto (proveniente de cualquier dirección) para la localidad de la Punta y del Callao, tal como se observa en la Fig. 6.17. Desde un punto de vista físico, se considera al maremoto como un tren de ondas de periodo largo y de gran amplitud, por lo que se producirá el fenómeno de difracción: el tren de ondas bordeará la isla y se formarán dos frentes de onda: uno procedente de la parte sur-este de la isla y el otro frente de ondas desde la parte nor-oeste de la isla. Ambos frentes de onda impactarán a la zona de La Punta y se producirá una superposición de ondas. Este fenómeno ocurrirá en forma independiente de la ubicación de la fuente sísmica.

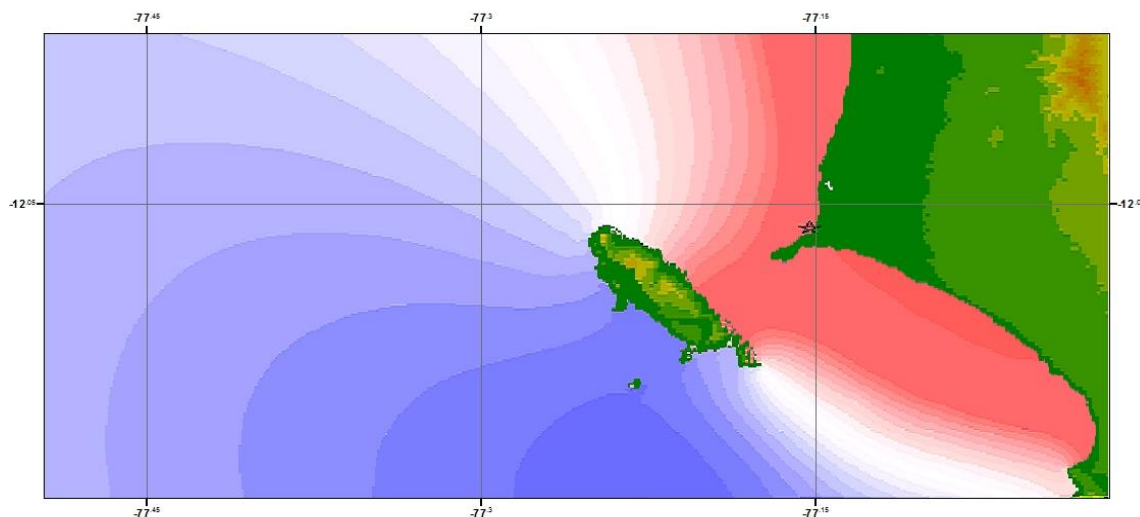


Fig. 6.17 Propagación de un maremoto local producido por un sismo de magnitud 9.0 Mw considerando la presencia de la Isla San Lorenzo. La dirección de las olas en La Punta proviene de dos frentes: del Nor-Oeste y del Sur-Este. Los frentes de onda se difractan debido a la presencia de la isla San Lorenzo y a la batimetría. Los contornos indican la amplitud.

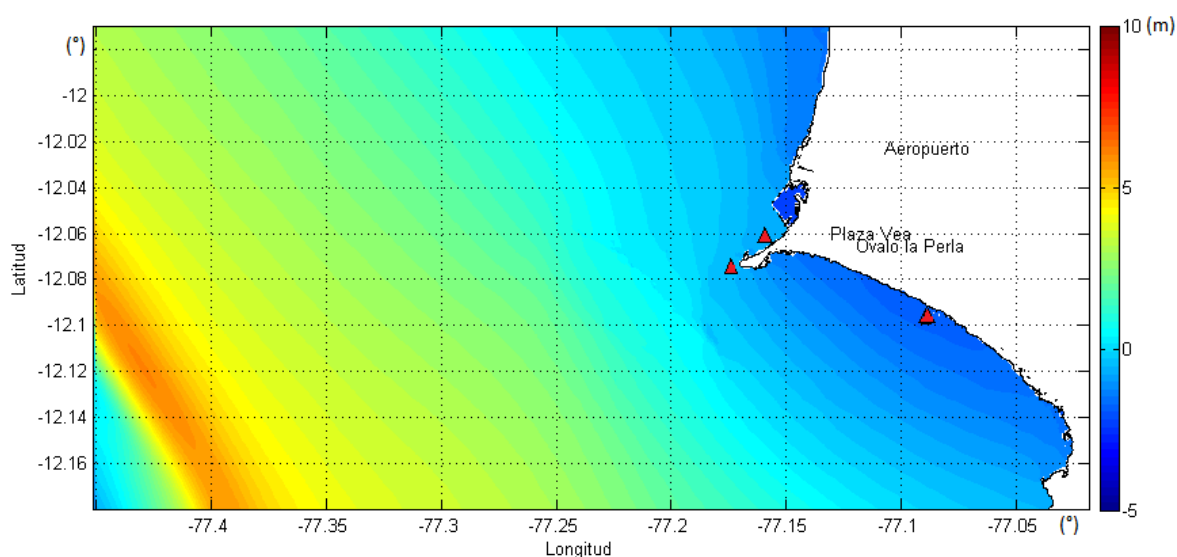


Fig. 6.18. Propagación de un maremoto local producido por un sismo de magnitud 9.0 Mw sin considerar el efecto de la presencia de la isla San Lorenzo. Los triángulos rojos indican la posición de los mareógrafos virtuales. Los frentes de onda no se difractan y avanzan en forma casi paralela a la línea de costa.

Es importante analizar la directividad de las ondas del maremoto, puesto que el frente de ondas, por lo general (ya sea para una fuente sísmica en el campo cercano o campo lejano), será paralelo a la línea de costa (Fig. 6.18). En el caso del Callao, habrá un fenómeno adicional conocido como difracción de ondas.

La metodología consiste en realizar la simulación de la propagación del maremoto para dos casos: con la topografía de la isla y sin la topografía de la isla. En este último caso, se reemplaza digitalmente los datos de topografía de la isla por un valor de batimetría de 20 m en promedio. Es decir, se desaparece digitalmente la isla y se realiza la simulación del maremoto. Se colocaron 3 mareógrafos virtuales ubicados en Chucuito DHN, La Punta y la Costa Verde, para comparar los mareogramas virtuales considerando la presencia y la ausencia de la isla San Lorenzo (Fig. 6.19).

Tabla 6.5 Comparación de las amplitudes extremas del maremoto considerando la presencia y la ausencia de la isla San Lorenzo.

| Mareógrafo | Amplitud CON isla | Amplitud SIN isla | Diferencia (m) |
|--------------|-------------------|-------------------|----------------|
| Chucuito DHN | 12.61 m | 13.08 m | 0.47 |
| La Punta | 09.24 m | 10.47 m | 1.23 |
| Costa Verde | 21.59 m | 23.07 m | 1.48 |

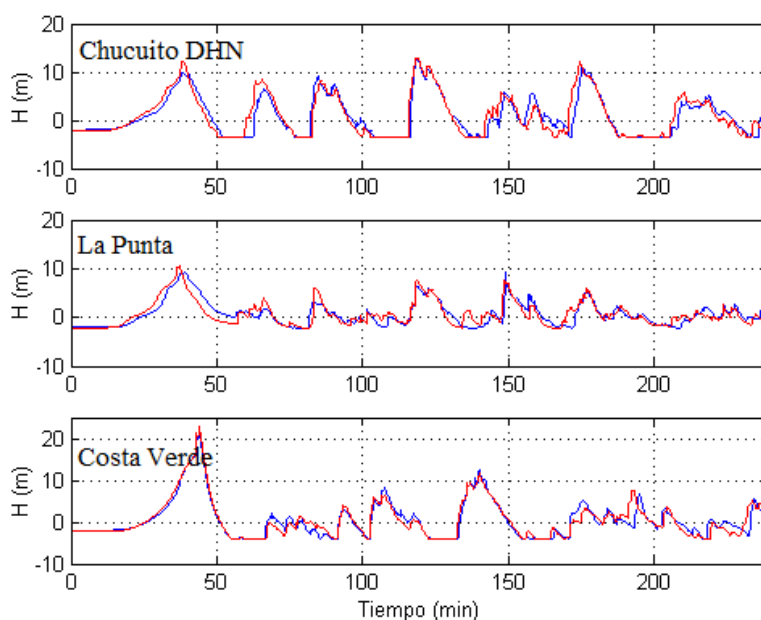


Fig. 6.19 Mareogramas sintéticos. En azul: simulación “con” presencia de la Isla. En rojo: simulación “sin” presencia de la Isla. La diferencia porcentual entre las amplitudes máximas de las ondas es: Chucuito 3.7 %, La Punta 13 % y Costa Verde 6.8 %.

Los resultados de la Tabla 6.5 demuestran que no existe una variación dramática entre las amplitudes de las ondas para ambos casos: “con” y “sin” presencia de la isla San Lorenzo para una fuente sísmica similar al de 1746. Por lo tanto, la isla San Lorenzo no representa una barrera de protección natural contra el impacto de un maremoto, independientemente de la posición de la fuente sísmica.

6.5 VECTORES DE DESPLAZAMIENTO COSÍSMICO

A partir de la distribución de la fuente sísmica obtenida se calculó el campo de deformación cosísmica, para lo cual se utilizó la teoría de Okada (1992) para un medio elástico, isótropico, homogéneo y semi-infinito. Se puede observar que en todos los puertos y localidades consideradas en la Tabla 6.6 hubo una subsidencia o hundimiento cosísmico. La Figura 6.20 muestra un mapa con los vectores “sintéticos” de desplazamiento horizontal.

La mayor subsidencia ocurrió en el puerto del Callao con 2.55 m seguido por el puerto de Huacho con 2.21 m; esto implica un cambio considerable en la topografía y batimetría de estos puertos, tal como lo menciona Soloviev and Go (1975): “... *Cerca al Callao, después del terremoto, parte de la línea de costa sufrió una subsidencia, hasta el punto que se formó una nueva bahía* ...”. Esto se explica en base a la Figura 5.6, la posición de la fuente sísmica genera una subsidencia cosísmica apreciable en la zona del Callao.

También es apreciable el desplazamiento horizontal hacia el oeste, por ejemplo el puerto del Callao se desplazó 5.55 m hacia el océano. Mientras que el puerto de Huacho se desplazó 4.77 m casi en la misma dirección (Figura 6.20).

El desplazamiento horizontal entre Pisco y Chimbote es apreciable (mayor a 1 m), lo que concuerda con la distribución de la fuente sísmica. Mientras que desde Pimentel hacia el norte y desde Marcona hacia el sur, el desplazamiento es casi imperceptible (menor a 4 cm).

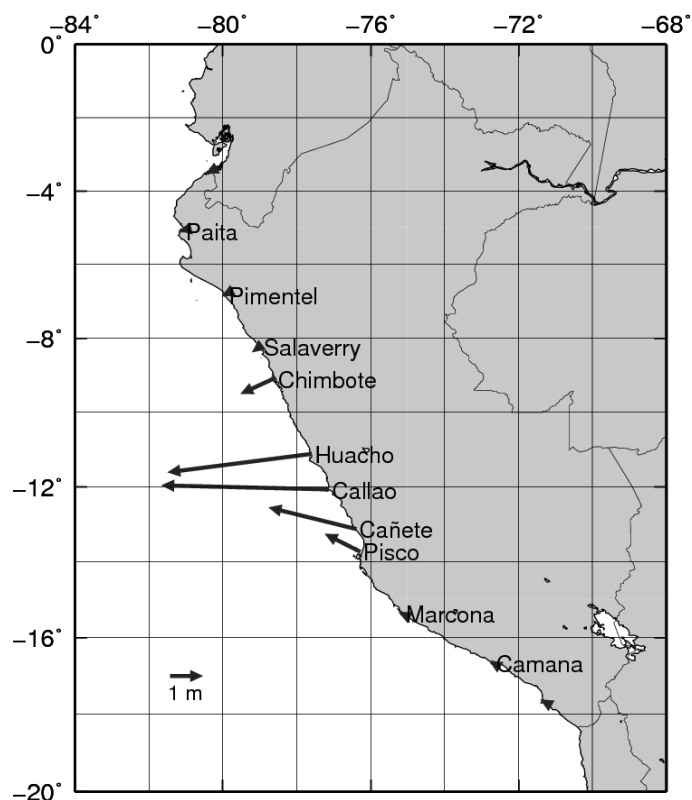


Fig. 6.20 Mapa de vectores de desplazamiento cosísmico horizontal: escala gráfica a 1 m. El desplazamiento del Callao hacia el mar es de 5.55 m, Pisco se desplazó 1.11 m hacia el noroeste y Chimbote se desplazó 1.09 m hacia el sur-oeste

Tabla 6.6 Desplazamiento cosísmico en algunas localidades para el sismo de Callao de 1746 (9.0 Mw).

| Localidad | Lon (°) | Lat (°) | U _N (m) | U _E (m) | U _Z (m) |
|-----------|---------|---------|--------------------|--------------------|--------------------|
| Paíta | -81.110 | -05.081 | -0.00 | -0.01 | -0.03 |
| Pimentel | -79.945 | -06.830 | -0.02 | -0.03 | -0.05 |
| Salaverry | -78.990 | -08.220 | -0.16 | -0.21 | -0.11 |
| Chimbote | -78.599 | -09.079 | -0.50 | -1.09 | -0.44 |
| Huacho | -77.616 | -11.122 | -0.61 | -4.77 | -2.21 |
| Callao | -77.157 | -12.062 | 0.14 | -5.55 | -2.55 |
| Cañete | -76.418 | -13.113 | 0.71 | -2.87 | -1.34 |
| Pisco | -76.300 | -13.720 | 0.56 | -1.11 | -0.49 |
| Marcona | -75.160 | -15.360 | 0.02 | -0.04 | -0.08 |
| Camaná | -72.710 | -16.650 | 0.02 | -0.03 | -0.03 |

Como comparación del desplazamiento cosísmico de otros eventos: para el sismo de Camaná 2001 (8.4 Mw), la estación geodésica GPS de Camaná registró una deformación vertical negativa (subsistencia) de 84 cm (Ocola, 2008 b). Para el sismo de Pisco 2007 (8.0 Mw), la estación geodésica GPS de Punta Paracas registró una deformación vertical positiva de 50 cm y una deformación horizontal de 1.60 m en dirección al mar (Ocola, 2007).

6.5.1. Velocidad intersísmica actual

La serie de tiempo geodésica pre-procesada de la estación IGS08 del Callao (CAL3), con una razón de muestreo de 1 día, está disponible en la web del Nevada Geodetic Observatory:

<http://geodesy.unr.edu/billhammond/gpsnetmap/GPSNetMap.html>

En esta tesis, el procesamiento de la serie de tiempo para la estación geodésica del Callao (Fig. 6.21) se realizó utilizando el software CATS (Williams, 2008), para evaluar las señales estacionales, las velocidades intersísmicas, utilizando un algoritmo de estimación de máxima verosimilitud. Para obtener la velocidad intersísmica, el algoritmo numérico calcula la pendiente de una ventana de tiempo de la señal desde el inicio hasta el final de la serie de tiempo o hasta el tiempo de ocurrencia de un evento sísmico (si lo hubiera). Esta velocidad intersísmica está calculada con respecto al marco de referencia terrestre internacional. Para calcular las velocidades relativas a la placa estable de Sudamérica (SOAM) se aplicó una rotación absoluta de ejes con respecto al polo de la placa de Sudamérica.

Se han calculado las velocidades intersísmicas con respecto a la placa estable de Sudamérica (SOAM) (Figura 6.22). La magnitud de la velocidad horizontal es 22.24 mm/año. La componente Este es 21.86 ± 0.02 mm/año, la componente Norte es 4.10 ± 0.02 mm/año y la componente vertical es 2.65 ± 0.02 mm/año. Suponiendo que la velocidad de deformación ha sido constante, para alcanzar la deformación cosísmica para la componente Este debido al terremoto de 1746 en el Callao: $U_E = -5.55$ m (Tabla 6.6) ha tenido que transcurrir un tiempo de $555/2.186 \approx 254$ años. Considerando que el gran terremoto del Callao fue en 1746, entonces en el año 2000 la acumulación de la deformación y de los esfuerzos tectónicos podría ser similar a la condición antes de la ocurrencia del gran terremoto de 1746. No se considera la relajación de los esfuerzos debido a los sismos ocurridos en la región central del Perú en el siglo XX: 1940, 1966, 1970 y 1974 (magnitud ≈ 8 Mw cada uno) dentro del área de ruptura del sismo de 1746.

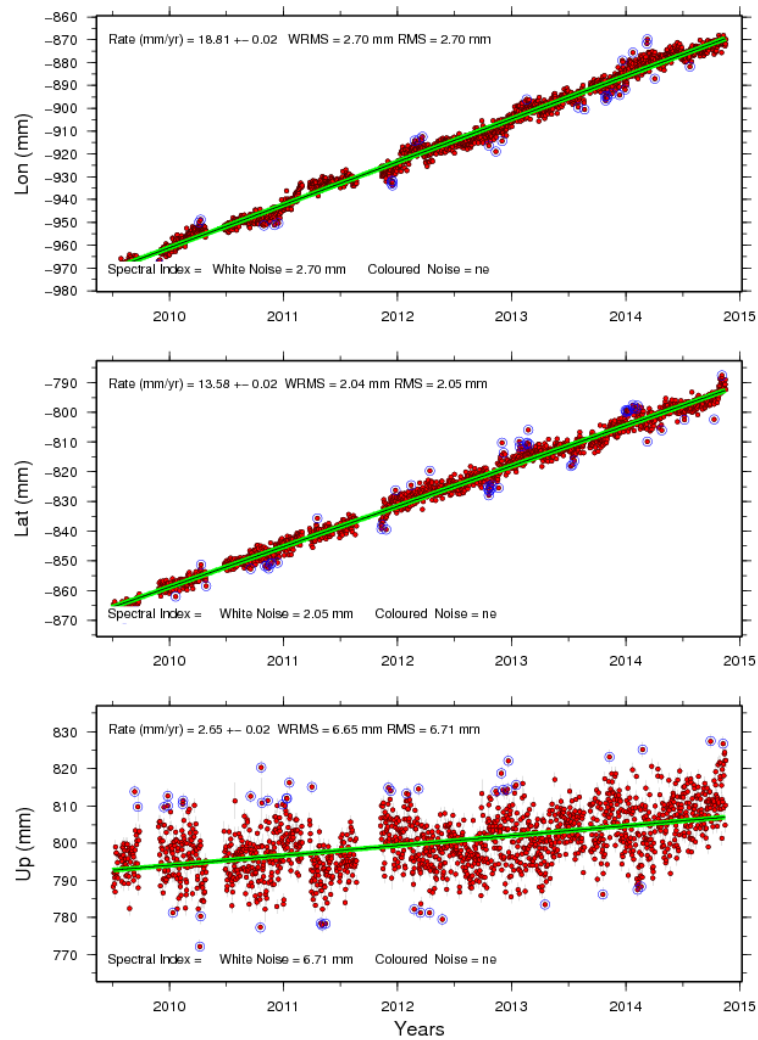


Fig. 6.21 Series de tiempo de la estación geodésica GPS del Callao (superior: componente E, medio: componente N, inferior: componente Z).

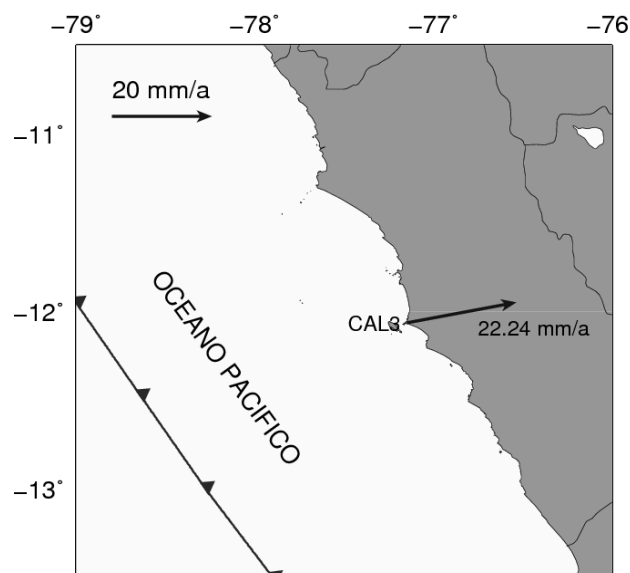


Fig. 6.22 Vector de velocidad horizontal de deformación de la estación geodésica del Callao con respecto a la placa estable de Sudamérica (SOAM).

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES

7.1 CONCLUSIONES

En la presente Tesis de Grado de Maestría en Física:

- Se ha obtenido, mediante un proceso de aproximación iterativa, un modelo de fuente sísmica compuesto de 5 sub-fuentes para el terremoto de 1746 a partir de la información histórica disponible y de los catálogos sísmicos de parámetros macrosísmicos. Dicho modelo de fuente sísmica satisface las observaciones macrosísmicas del maremoto, reportadas en documentos históricos y concuerda con el patrón de mecanismos focales de sismos históricos para la zona central de Perú.
- Se ha elaborado mapas de inundación por maremoto basados en la fuente sísmica para un sismo de magnitud 9.0 Mw, comparable al de 1746, los mismos que están publicados en la página web de la Dirección de Hidrografía y Navegación (www.dhn.mil.pe) y son de acceso público.
- Se ha calculado los parámetros del maremoto como: tiempo de recorrido y alturas de inundación a partir de los mareogramas sintéticos. El tiempo de recorrido de la primera ola sería de alrededor de 23 minutos (en el Callao) con respecto al tiempo origen del sismo, lo cual proporciona poco tiempo para realizar una evacuación.
- Se ha calculado la altura de la primera ola en la línea de costa para el mareógrafo virtual de Chucuito-DHN en 10 m (para un sismo de gran magnitud similar al de 1746). Para el caso de prevención de desastres tiene que tomarse en cuenta la llamada evacuación vertical en La Punta y Chucuito (Callao), debido a la lejanía de la zona no inundable.
- Se ha demostrado que las zonas de mayor inundación e impacto por maremoto son: Ventanilla (14 m de altura de ola, 3 km de máxima inundación horizontal), Callao Puerto (10 m de altura de ola, 1.5 km de inundación), Villa – Chorrillos (14 m de altura de ola, 2.6 km de inundación) y Lurín (15 m de altura de ola, 3.3 km de inundación). La zona de menor inundación está comprendida entre Punta Hermosa y Pucusana.
- Se muestra del análisis del mapa de microzonificación que las zonas de mayor daño debido al impacto y violencia del maremoto son: La Taboada ($v \approx 9$ m/s), la Base Naval del Callao ($v \approx 8$ m/s), la zona del Puerto Callao ($v \approx 9$ m/s) y los Barracones del Callao ($v \approx 8$ m/s).
- Se demuestra que la presencia de la Isla San Lorenzo no es una barrera natural de defensa ante el impacto de un maremoto (independientemente de la localización del área de ruptura). Debido a que la longitud de onda del maremoto es comparable a las dimensiones de la Isla (8.4 km de longitud) dichas ondas se desviarán y bordearán a la Isla (fenómeno de difracción de ondas), atacando al distrito de La Punta desde 2 frentes: nor-oeste y sur-este.
- Se ha obtenido el patrón de deformación cosísmica asociado al sismo de Callao 1746. Se deduce que hubo una variación en la topografía del Callao, tal como se reporta en Soloviev and Go (1975). El cálculo de los vectores de desplazamiento cosísmico muestran que el

puerto del Callao se desplazó 5.55 m hacia el oeste y sufrió una subsidencia de 2.55 m.

- Los resultados del modelo físico matemático del presente trabajo están validados, en cierta medida, por los datos y testimonios históricos documentados. Estos resultados servirán a las autoridades correspondientes para priorizar los planes de previsión, prevención, emergencia y evacuación en caso de ocurrencia de sismos y maremotos de gran magnitud en Lima.

- La mejor manera de prevenir y mitigar los efectos de un desastre por fenómenos naturales (en este caso: sismos y maremotos) es mediante la generación de conocimientos y su difusión a la población.

7.2 PROBLEMAS FÍSICOS POR RESOLVER

Un problema físico importante que queda por investigar es el comportamiento dinámico del proceso de inundación del maremoto por el delta del río Rímac. Es un problema no-lineal. Es muy probable que la distancia de inundación horizontal, en la dirección del río, haya sido muy grande en el evento de 1746. Para realizar dicho estudio tendría que recrearse la topografía y batimetría de esa época. Adicionalmente, se deberá variar el coeficiente de rugosidad de Manning para la zona del río Rímac.

Otro problema físico no estudiado es la interacción del flujo y del reflujo de las olas del maremoto, como por ejemplo en el maremoto de Camaná 2001 (Ocola y Huaco, 2006). Esto origina vórtices y fenómenos no-lineales. Además algunas construcciones ubicadas muy cerca al mar se verían afectadas por la erosión del suelo debido a esta interacción del flujo y reflujo.

El modelo numérico TUNAMI no considera en sus ecuaciones el fenómeno de dispersión de ondas (dependencia de la velocidad de propagación de la onda en función del periodo o frecuencia), tampoco considera el efecto de la fuerza de Coriolis. El problema surgiría al modelar la propagación de ondas a gran escala, por ejemplo para todo el Océano Pacífico.

Es necesario investigar: el fenómeno de difracción de ondas por la presencia de islas y penínsulas, los fenómenos de resonancia local en puertos y bahías, el impacto del oleaje anómalo y las mareas de sicigia que pueden influir en los valores de la máxima altura de inundación y de la máxima inundación horizontal, considerando la superposición de estos 3 fenómenos (oleaje, mareas y maremoto).

Para todas estas investigaciones y estudios se requieren datos de batimetría local de mejor resolución.

7.3 TRABAJO FUTURO

Un punto importante será investigar más en cuanto al modelo de fuente sísmica mediante técnicas geodésicas modernas y tratar de extrapolar los resultados de deformación hasta el año 1746. Esto daría una mejor idea de la configuración de la fuente sísmica.

Para mejorar los resultados de la simulación (mapas de inundación) sería aconsejable utilizar datos de topografía obtenidos a través de técnicas como el LIDAR con alta resolución, en la cual la resolución abarcaría hasta las edificaciones existentes.

La metodología desarrollada en la presente investigación se ha aplicado para obtener los mapas de inundación por maremoto en algunas localidades costeras. De los 84 mapas de inundación publicadas por la DHN, 26 han sido elaboradas mediante modelos numéricos de simulación. En el futuro se espera continuar su aplicación para obtener los mapas de inundación por maremoto para todas las localidades costeras del Perú.

Los mapas de inundación e impacto por maremoto elaborados en la presente investigación pueden ser utilizados como un insumo básico para la elaboración de mapas de peligro de inundación por maremoto para la zona del Callao.

Mejorar la base de datos de eventos sísmicos simulados en base a los eventos correspondientes a los gaps sísmicos (para el Perú y norte de Chile) para poder investigar el peligro de inundación por maremoto en las principales ciudades costeras.

El modelo numérico lineal sobrestima las amplitudes de la onda del maremoto en la línea de costa (Tabla 6.3) debido a que la condición de frontera supone una pared vertical, esto implicaría la utilización de un “factor de corrección de linealidad” para cada estación mareográfica. En el futuro se espera determinar dichos factores de corrección, mediante la comparación de mareogramas observados y simulados según un modelo numérico lineal.

1586, 9 de Julio.- Maremoto frente a la costa de Lima, el mar subió 7 metros, 22 muertos. Intensidad IX en la escala de Mercalli. Se estimó el epicentro del sismo ubicado sobre la línea de costa en Lima. Este maremoto se propagó e inundó todas las playas del Perú, incluyendo al Callao (Silgado, 1978).

1678, 17 de Junio.- Se estimó el epicentro del sismo ubicado en (12.3° S, 77.8° W). La intensidad fue de IX en la escala de Mercalli. El maremoto afectó a las localidades de Huacho, Chancay, Ancón, Callao y Chorrillos. Sólo hubo 9 muertos en Lima, Callao y Chancay (Silgado, 1978).

1687, 20 Octubre.- El maremoto se generó después de producirse un sismo a las 11:00 GMT con intensidad X en la escala de Mercalli. Se estimó el epicentro ubicado en el sur de Lima. Minutos después de ocurrido el sismo se produjo el maremoto que inundó las playas de Lima con olas de 10 m de altura. Los efectos del maremoto fueron catastróficos en los puertos y localidades de Pisco, Chincha, Cañete, Lima, Callao, Chancay y Chimbote. Fallecieron 500 personas producto del maremoto y de estas, 300 se produjeron en el Callao. Este maremoto llegó hasta las costas de Japón.

1690, 20 de Noviembre.- Se estimó el epicentro del sismo ubicado cerca a Lima. La intensidad fue de VI en la escala de Mercalli en Lima. El maremoto inundó Huacho, Chancay, Ancón, Callao y Chorrillos (Soloviev and Go, 1975)..

1746, 28 de Octubre.- Maremoto en el Callao, destruido por dos grandes olas, una de las cuales alcanzó los 10 m de altura en el puerto (Soloviev and Go, 1975). La mayor altura de la ola ocurrió en los acantilados de Barranco y Miraflores, donde llegó a los 24 m. Hubo alrededor de 5,000 muertos y 200 sobrevivientes en el Callao; probablemente sea el maremoto más destructivo registrado a la fecha en la región central de Perú. 19 barcos, incluidos los de guerra fueron destruidos y uno de ellos fue varado a 1.5 km tierra adentro. Destrucción en los puertos de Chancay y Huacho. Se estimó que el sismo generador tuvo una magnitud de al menos 9.0 Mw y una intensidad de X en la escala de Mercalli en la ciudad de Lima. Se estimó el epicentro del sismo ubicado frente al Callao. En Chancay, la primera ola impactó en el puerto y parte de la ciudad. Las olas sucesivas destruyeron edificaciones aledañas a la bahía y cerca del puerto; muchas embarcaciones quedaron varadas. Del puerto, sólo quedaron algunos vestigios; cascajos y arenas se depositaron sobre sus escombros. Por la apreciación de los efectos destructores, el área de mayor daño abarcó aproximadamente unos 44,000 km². A unos 120 km al norte de Lima (cerca de Huacho), un sólido puente construido sobre el río Huaura cayó hecho pedazos. Las irrupciones del mar fueron continuas en casi todo el litoral peruano. El movimiento se sintió desde Guayaquil al norte hasta Tacna y Arica por el sur (Silgado, 1978).

1806, 1 de Diciembre.- Sobrevino el mayor sismo que se había experimentado en Lima después de 1746. El evento sísmico duró alrededor de 1 minuto. El mar salió fuera de sus límites ordinarios y causó averías en algunos buques surtos en la bahía (Silgado, 1978).

1868, 13 de Agosto.- Sismo de intensidad XI en Arica, generó un maremoto que causó daños desde Trujillo (Perú) hasta Concepción (Chile), incluyendo al puerto del Callao. En Arica una nave de guerra fue varada 400 metros tierra adentro. Se sintió en puertos lejanos como Hawái y Japón, epicentro frente a Arica, altura de ola registrada: 16 m en Arica (Silgado, 1978).

1974, 3 de Octubre.- El sismo, con epicentro frente al Callao, causó la muerte de 78 personas. A los pocos minutos del sismo se observó en las playas cercanas a Lima una retirada del mar (120 m en Agua Dulce), volviendo las aguas a su cauce de manera gradual. En Pisco, después del retroceso, inundó algunas casas del puerto próximas a la línea de costa. El mareógrafo de la Punta registró una ola máxima de 5 pies, mientras que en el puerto de San Juan alcanzó una elevación máxima de 4 pies (Silgado, 1978).

Tabla A.1 Parámetros hipocentrales de sismos maremotogénicos que han afectado al Callao (Carpio y Tavera, 2002).

| Fecha | Hora Local | Lat ° S | Lon ° W | Magnitud Mw | Intensidad Mercalli |
|--------------|------------|---------|---------|-------------|---------------------|
| 1586, Jul 09 | 19:30 | 12.1 | 77.0 | 8.6 | X |
| 1678, Jun 16 | 20:45 | 12.3 | 77.8 | 7.7 | IX |
| 1687, Oct 20 | 05:30 | 13.2 | 76.5 | 8.6 | X |
| 1690, Nov 20 | 13:30 | 12.6 | 77.0 | 7.2 | VI |
| 1746, Oct 28 | 22:30 | 12.0 | 77.2 | 8.6 | X |
| 1806, Dic 01 | - | 12.0 | 78.0 | - | VII |
| 1868, Ago 13 | 16:45 | 16.4 | 71.6 | 9.1 | X |
| 1974, Oct 03 | 09:21 | 12.3 | 77.5 | 8.1 | IX |

En la Tabla A.1 se resume los parámetros de los sismos maremotogénicos que han afectado a Lima y Callao. Podemos observar que la diferencia de tiempo en años está dada por la siguiente serie:

92 9 3 56 60 62 106

Bajo una distribución probabilística de Poisson se tiene que:

El promedio será: prom = 55 años

Desviación estándar: σ = 38 años

Si bien es cierto, los terremotos y maremotos grandes son casi completamente aleatorios, sin embargo, podemos deducir que el periodo de retorno para un maremoto que afecte a Lima-Callao es de 55 años en promedio. En la Fig. A.2 se muestra el mapa de sismos maremotogénicos para todo el Perú desde 1513.

A.2. Historia del maremoto notable de Callao 1746

La tragedia empezó el 28 de octubre de 1746 a las 22:30 de la noche. Un sonido retumbante fue acompañado por fuertes movimientos. Este sismo excedió a todos los terremotos previos que habían ocurrido en esta región desde que la Ciudad fue fundada. En 3 o 4 minutos la Capital fue completamente destruida. De las 3000 casas, sólo alrededor de 25 permanecieron en pie, pero aún estas fueron seriamente dañadas. Todas las oficinas gubernamentales y las 74 iglesias existentes fueron destruidas o dañadas. Las calles quedaron tan obstruidas por los escombros que era muy difícil transitar a través de ellas. Sin embargo, a pesar de lo avanzado de la hora y la casi completa destrucción de las edificaciones, de los 60,000 habitantes de la Ciudad, solo murieron 1141 personas debido al terremoto. Evidentemente, las vibraciones iniciales se incrementaron paulatinamente, lo que hizo posible que los habitantes salieran fuera de sus casas (Soloviev and Go, 1975).

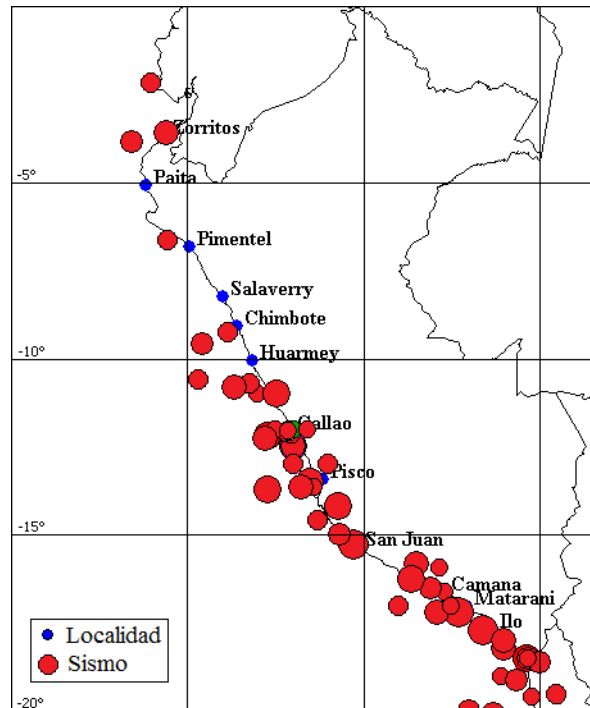


Fig. A.2. Distribución de sismos generadores de maremotos en Perú para el periodo de 1513-2002 (modificado de Carpio y Tavera, 2002).

El área de mayor destrucción abarcó alrededor de 44,000 km². Hacia el norte, el terremoto fue sentido hasta Guayaquil, esto es, a 1100 km de Lima, y en una misión jesuita ubicada cerca de la confluencia de los ríos Marañón y Huallaga, a 750 km de Lima. Un pequeño torrente de agua se elevó en el río Marañón. En Huancavelica, al sur-sur-este de Lima, se observaron severos movimientos acompañados de estruendos.

Las edificaciones colapsaron al sur de Lima en todo el camino hasta Cañete, y al norte hasta Huacho. Alrededor de 120 km al norte de Lima, un puente nuevo sobre el río Huaura colapsó. Las carreteras que conducían al interior fueron bloqueadas por derrumbes y deslizamientos; cerca de Lucanas ocurrieron derrumbes. Los valles de Supe, Barranca y Pativilca fueron seriamente dañados, por el terremoto o por el maremoto. El movimiento también fue sentido en Cusco, Tacna y los poblados fronterizos. De acuerdo a la estimación de Sieberg, la intensidad del terremoto en Chancay y Pativilca fue de VIII grados y en Tacna de VI grados.

Las réplicas se sintieron en Lima durante toda la noche y en un lapso de 24 horas se contaron no menos de 200. Hasta el 24 de febrero del siguiente año, se sintieron alrededor de 500 réplicas; sin embargo, ninguna de estas fue tan severa como para causar muertes o nuevos daños.

El puerto del Callao soportó el mayor daño de esta catástrofe. Al igual que Lima, en el Callao las edificaciones consisten en su mayor parte de casas de una sola planta con una terraza baja con una altura no mayor de 3 m, sobre la línea de alta marea. La ciudad estaba encerrada por una muralla, cuya base era alcanzada algunas veces por la marea y el oleaje. El número de habitantes alcanzaba a 5000 personas.

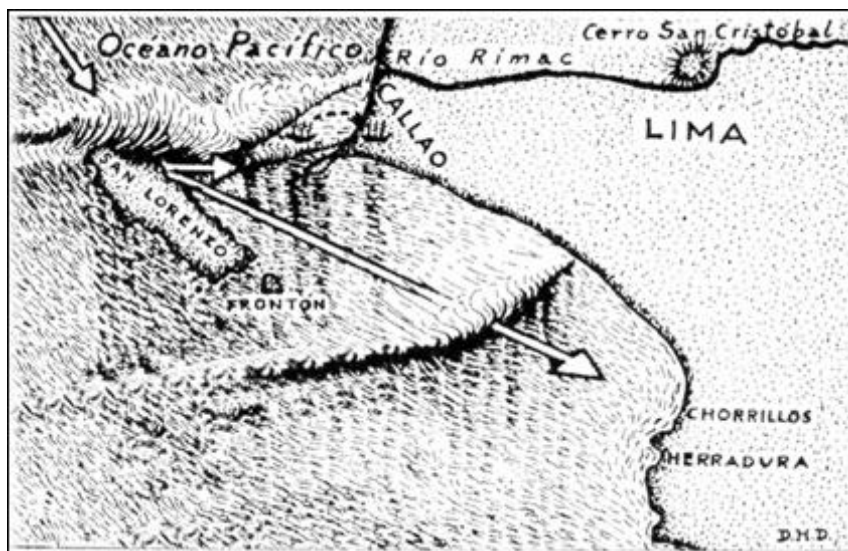


Fig. A.3 Impacto del maremoto de 1746, pintura de la época (DHN, 1997)

Los caminos del Callao estaban considerados entre los mejores de Sudamérica. Hacia el oeste, el puerto estaba protegido por las islas de San Lorenzo y el Frontón, con una playa de fondo homogéneo de arcilla de una profundidad considerable y bastante espacio para el anclaje de embarcaciones. Desde el tiempo de la conquista de Sudamérica por los españoles, el Callao ha sido el principal puerto del virreinato para la importación y exportación de bienes. El día del terremoto, 23 embarcaciones estaban ancladas en el puerto.

El Callao fue dañado por el terremoto tanto como la ciudad de Lima. Aproximadamente media hora después del sismo, el mar se hinchó elevándose hasta los 10 m, en su avance rompió las murallas e inundó la ciudad (ver Fig. A.3). Cuando el mar retrocedió la mayoría de las casas y edificios fueron arrancados de sus cimientos y llevados por las aguas. Una gran parte de las murallas de la Ciudad, incluyendo la puerta, fueron arrastradas por las aguas; pero una parte de la muralla resistió y por muchos años permaneció como un monumento al poderoso maremoto.

Casi todos los habitantes de la Ciudad perecieron en este desastre. Puesto que el agua avanzó 1 legua o 5.57 km tierra adentro (RAE, 2014), aún alcanzó a aquellos que trataban de huir hacia Lima. Sólo 200 personas lograron salvarse agarrándose o subiéndose sobre objetos de madera y fueron lanzados entre el área de la costa y la Isla San Lorenzo, a una distancia de hasta 8 km. Estos infortunados no perecieron, a pesar de las colisiones con los escombros que cubrían la superficie del mar. Al final, fueron arrojados sobre la costa o sobre la Isla San Lorenzo. Esta última no sufrió tanta inundación como la costa continental. 22 personas lograron salvarse aferrándose a la sección de la muralla que no colapsó.

De los 23 barcos anclados en el puerto, 19 tuvieron fugas y se hundieron, pero 4 fueron llevados tierra adentro. El San Fermín fue encontrado en Chaquara (lugar que actualmente no existe), alrededor de 2 km de su embarcadero; el “San Antonio” fue encontrado en el mismo lugar. Un barco perteneciente a la compañía Cortsa terminó varado en el lugar donde anteriormente se ubicaba un hospital en la parte Este de la ciudad, y el barco “Le Secours” fue llevado hasta el camino que conduce al “cordón de montañas” (ahora inexistente).

A eso de las 04:00 del día siguiente (29 Oct), el Callao fue nuevamente inundado por otra ola. La máxima altura de inundación (run-up) fue estimada en 24 m (probablemente en los acantilados de la Costa Verde). Después de la inundación, donde una vez estuvo la Ciudad solo permaneció una manzana cubierta por lodo y piedras marinas. Solo pequeños remanentes de paredes destruidas marcaban el área donde una vez la ciudad estuvo. Durante los días siguientes en el área del Callao, aquellos que lograron sobrevivir se dedicaron a rescatar los cuerpos varados en el mar, junto a otros objetos arrastrados por el mar. Las noticias del maremoto llenaron de pánico a los pobladores de Lima y estos huyeron a las colinas.

El maremoto fue registrado en muchos otros lugares a lo largo de la costa del Perú. En el puerto de Santa, las ondas golpearon al buque “Concepción” con tal fuerza que le produjo una fuga y se hundió. La tripulación del “Soledad”, que estaba en los alrededores de Nazca, notando que el mar se retiró, tomaron medidas de precaución y el barco se salvó. Las ondas del maremoto destruyeron Caballas, Pisco, Chancay y Gualaípe (ver mapa de la Fig. A.4).

Cerca de Huacho, el camino fue completamente inundado, y los vehículos que estaban en el camino, junto con las mulas de carga, fueron arrastrados por el refluo del mar. En Huaura (Salinas), el mar inundó más de 4 km tierra adentro, ahogándose las mulas y los conductores.

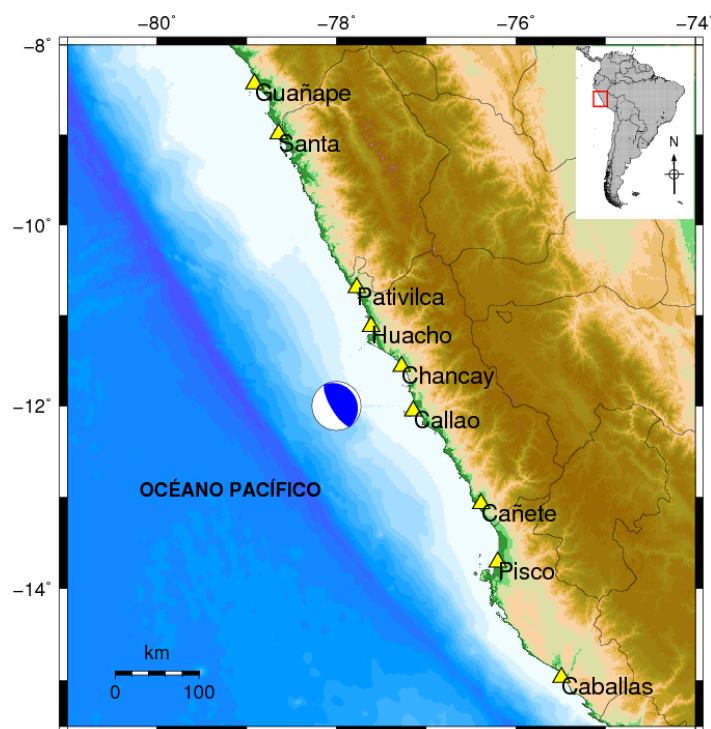


Fig. A.4 Localización de los puertos y balnearios afectados por el maremoto. El diagrama focal blanco-azul representa la fuente sísmica.

Cerca al Callao, después del terremoto, parte de la línea de costa sufrió una subsidencia, hasta el punto que se formó una nueva bahía. En un espacio de 6 horas después de la inundación en el Callao, el maremoto llegó hasta Concepción (Chile); y en Acapulco (México), un barco fue arrojado a la orilla (Soloviev and Go, 1975).

ANEXO B

TEORIA ELASTODINÁMICA

B.1. Teoría Elastodinámica

En mecánica clásica las fuerzas son la causa del cambio de movimiento de una partícula. La dinámica de los cuerpos deformables requiere la representación matemática de fuerzas distribuidas de manera continua en la materia.

Sea un cuerpo de volumen V encerrado por una superficie S caracterizado por el vector unitario normal \hat{n} . Sobre el volumen V del cuerpo actúan fuerzas corpóreas o internas por unidad de volumen \vec{f} y sobre la superficie S actúan esfuerzos o fuerzas de contacto por unidad de área $\vec{T}(\hat{n})$ (Aki, 2002). Ver Figura B.1.

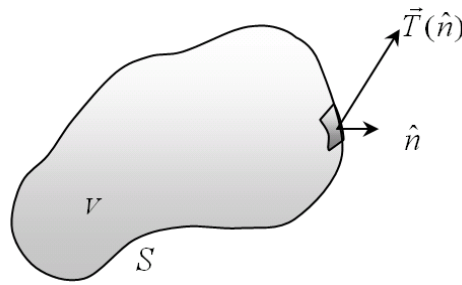


Fig. B.1 Cuerpo de volumen V encerrado por una superficie S .

La razón de cambio del momentum lineal de las partículas que constituyen el volumen V a las fuerzas que actúan sobre estas partículas se describe en la relación:

$$\frac{\partial}{\partial t} \iiint_V \rho \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} dV = \iiint_V \vec{f} dV + \iint_S \vec{T}(\hat{n}) dS \quad (B.1)$$

Donde \vec{u} es el campo de desplazamiento generado por \vec{f} y $\vec{T}(\hat{n})$, ρ es la densidad del cuerpo. Esta relación esta basada en la descripción Lagrangiana del movimiento, en la cual V y S se mueven con las partículas (Aki, 2002). La i -ésima componente del vector esfuerzo T_i se relaciona con el tensor de esfuerzos τ_{ij} mediante la relación:

$$T_i = \tau_{ij} n_j \quad (B.2)$$

Trabajando el segundo término del lado derecho de la ecuación (B.1) con componentes, haciendo uso de la ecuación (B.2) y utilizando el teorema de la divergencia de Gauss se obtiene:

$$\iint_S T_i dS = \iint_S \tau_{ij} n_j dS = \iiint_V \tau_{ij,j} dV \quad (B.3)$$

Por lo tanto, para un volumen V , considerando que ρ no depende del tiempo, se tiene:

$$\iiint_V (\rho \ddot{u}_i - f_i - \tau_{ji,j}) dV = 0 \quad (B.4)$$

El integrando debe ser cero en todo lugar que sea continuo y considerando que el tensor de esfuerzos es simétrico ($\tau_{ij} = \tau_{ji}$) se tiene:

$$\rho \ddot{u}_i - f_i - \tau_{ij,j} = 0 \quad (\text{B.5})$$

Esta es la ecuación de movimiento, a partir de la cual se puede deducir la ecuación elastodinámica de Navier-Stokes, la cual representa la ecuación fundamental en sismología. El tensor de deformación se puede expresar en términos de las derivadas parciales del campo de desplazamientos mediante la relación (Aris, 1989):

$$e_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i}) = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i}\right) \quad (\text{B.6})$$

Debido a que se asume que el cuerpo puede considerarse como un medio elástico, el tensor de esfuerzos se puede expresar como una combinación lineal del tensor de deformación (De Hoops, 1958), es decir, existen constantes C_{ijkl} tal que:

$$\tau_{ij} = C_{ijpq} e_{pq} \quad (\text{B.7})$$

Se dice que cualquier cuerpo es linealmente elástico si obedece la relación (B.7), también conocida como la Ley Generalizada de Hooke (Love, 1944). El tensor C_{ijkl} representa las propiedades del material, y en general consta de 81 componentes. Para un medio isotrópico, se ha demostrado (Jeffreys, 1965) que C_{ijkl} posee las siguientes simetrías:

$$C_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu [\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}] \quad (\text{B.8})$$

donde λ y μ son conocidas como las constantes de Lamé.

B.2. Dislocación: Fórmula de Volterra

Se utiliza el Teorema de Reciprocidad de Betti-Rayleigh (Aki, 2002), para derivar la formula de Volterra. Sean dos conjuntos de fuerzas internas y esfuerzos superficiales, f_i , T_i y f'_i , T'_i actuando sobre el mismo cuerpo. Las fuerzas y esfuerzos en el sistema no-primado generan un campo de desplazamientos u_i , mientras que las fuerzas y esfuerzos primados generan un campo de desplazamientos u'_i . Se considera el trabajo realizado por las fuerzas y esfuerzos en el estado no-primado actuado sobre el campo de desplazamientos en el estado primado

$$\int_S T_i u'_i dS + \int_V f_i u'_i dV = \int_S T'_i u_i dS - \int_V \tau_{ij,j} u'_i dV \quad (\text{B.9})$$

Donde se ha reescrito la integral de volumen haciendo uso de la ecuación cuasi-estática de equilibrio. Aplicando el teorema de la divergencia de la primera integral del lado derecho se tiene:

$$\begin{aligned} \int_S T_i u'_i dS + \int_V f_i u'_i dV &= \int_V (\tau_{ij} u'_i)_{,j} dV - \int_V \tau_{ij,j} u'_i dV \\ &= \int_V \tau_{ij} u'_{i,j} dV = \int_V C_{ijkl} u_{k,l} u'_{i,j} dV \end{aligned} \quad (\text{B.10})$$

En la última ecuación se ha hecho uso de la Ley Generalizada de Hooke. La existencia de una funcional para la energía de deformación requiere que las constantes del medio C_{ijkl} tengan la siguiente simetría $C_{ijkl} = C_{klij}$. En otras palabras, se puede intercambiar los estados primados y no-primados:

$$\int_S T_i u_i dS + \int_V f_i u_i dV = \int_S T_i' u_i dS + \int_V f_i' u_i dV \quad (B.11)$$

La ecuación (B.11) es una de las formas del Teorema de Reciprocidad. Este dice que el trabajo realizado por el sistema primado de fuerzas y esfuerzos que actúan sobre el campo de desplazamientos no-primado es igual al trabajo realizado por el sistema no-primado de fuerzas y esfuerzos que actúan sobre el campo de desplazamientos primado. Ahora, se procede a utilizar el Teorema de Reciprocidad para derivar el Teorema de dislocación de Volterra.

Se toma una dislocación (falla sísmica) en un cuerpo en el sistema no primado que genera un campo de desplazamientos $u^{(F)}$, y esfuerzos $\tau_{ij}^{(F)} n_j$, actuando sobre la superficie de la falla S . Sea en el sistema primado una fuerza puntual aislada $f^{(PF)}$, asociada con el campo de desplazamientos $u^{(PF)}$ y esfuerzos $\tau_{ij}^{(PF)} n_j$ actuando sobre la falla S . Ver Figura B.2.

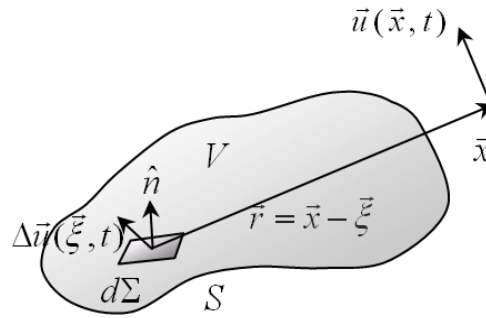


Fig. B.2. Una superficie interna S (modelo de una falla interna) dentro de un cuerpo de volumen V y superficie S . A través de esta falla S ocurren discontinuidades en el desplazamiento. Esto es, el campo de desplazamiento sobre la superficie S^- de S es diferente al campo de desplazamientos sobre la superficie S^+ de S . La normal de S es, y se dirige de S^- hacia S^+ . La discontinuidad en el desplazamiento se denota por $\Delta \vec{u}$.

Aplicando la ecuación (B.11) se tiene:

$$\int_V f_i^{(PF)} u_i^{(F)} dV + \int_S u_i^{(F)} \tau_{ij}^{(PF)} n_j dS = \int_S u_i^{(PF)} \tau_{ij}^{(F)} n_j dS \quad (B.12)$$

Considérese la primera integral. La fuerza puntual puede expresarse como una función delta de Dirac que actúa sobre \vec{x} dirigido a lo largo de la componente k , esto es; la primera integral puede expresarse como

$$\int_V u_i^{(F)}(\xi) \delta_{ik} \delta(\vec{x} - \vec{\xi}) dV = u_k^F(\vec{x}) \quad (B.13)$$

Ahora, considerando la segunda integral del lado izquierdo, la cual se puede descomponer en integrales con dislocaciones con vector normal n^+ , más la contribución de la dislocación con vector unitario normal en la dirección n^- . El desplazamiento de la falla $u_i^{(F)}$ es discontinuo a lo largo de la frontera, mientras el campo de esfuerzos debido a la fuerza puntual es continuo, esto es:

$$\int_S u_i^{(F)} \tau_{ij}^{(PF)} n_j dS = \int_S u_i^{-(F)} \tau_{ij}^{(PF)} n_j dS - \int_S u_i^{+(F)} \tau_{ij}^{(PF)} n_j dS =$$

$$\begin{aligned} \int_S u_i^{(F)} \tau_{ij}^{(PF)} n_j dS &= \int_S [u_i^{-(F)} - u_i^{+(F)}] \tau_{ij}^{(PF)} n_j dS \\ \int_S u_i^{(F)} \tau_{ij}^{(PF)} n_j dS &= - \int_S \Delta \bar{u}_i \tau_{ij}^{(PF)} n_j dS \end{aligned} \quad (B.14)$$

Donde el vector de desplazamiento (slip vector), $\Delta \bar{u}_i$ se define como la discontinuidad en el desplazamiento entre las caras superior e inferior de la falla sísmica. La integral del lado derecho desaparece debido al hecho que el campo de desplazamientos debido a la fuente puntual $u^{(PF)}$ y el vector esfuerzo a lo largo de la falla $\tau_{ij}^{(PF)} n_j$ debe ser continuo a través de la superficie de la falla. Esto es, las integrales sobre el lado positivo y negativo de la falla S se cancelan. Reemplazando las ecuaciones (B.13) y (B.14) en la ecuación (B.12) se obtiene la fórmula de Volterra:

$$u_{(k)}(\vec{x}) = \int_S \Delta \bar{u}_i \tau_{ij}^{(k)}(x, \xi) n_j dS \quad (B.15)$$

Este es el campo de desplazamientos producido por una discontinuidad en el desplazamiento sobre una superficie S . En la práctica, se modela la superficie S mediante una fuente rectangular finita homogénea o una fuente rectangular heterogénea en forma de grilla (utilizando el principio de superposición) y se calcula la deformación asociada (Okal, 2004). Se asume que el campo de deformación sobre la superficie del mar, es similar a la ocurrida en la superficie del fondo marino y calculado por la ecuación (B.15). Es decir, se asume un efecto tipo pistón, en primera aproximación, instantáneo y de carácter estático. Como segunda aproximación se puede modelar en forma dinámica, mediante segmentos que van rompiendo consecutivamente.

ANEXO C

CÁLCULO DEL CAMPO DE DEFORMACIÓN DEL MEDIO ELÁSTICO

Para integrar la fórmula de Volterra (1907) existen dos formulaciones: la de Mansinha & Smylie 1971 y la formulación de Okada 1992. En este trabajo se presentará un resumen de ambas formulaciones y se hará una comparación. La solución de Okada está basada en dos aspectos importantes: la teoría de dislocación de Volterra y la solución fundamental de Mindlin para un semi-espacio elástico. El análisis y los cálculos de esta solución se conocen antes del trabajo de Okada, por ejemplo la conocida solución de Mansinha & Smylie. Usualmente, estos casos difieren por la elección de la dislocación y la orientación del vector de dislocación (slip vector). Las hipótesis básicas para esta solución (Dutykh et al., 2010) son:

- La falla (superficie o volumen de ruptura) está sumergida en un semi-espacio elástico, lineal, homogéneo e isotrópico.
- La falla es una dislocación del tipo de Volterra.
- La dislocación tiene una forma rectangular.

C.1. Formulación de Mansinha y Smylie (1971)

En el clásico artículo original de Mansinha, se han encontrado dos omisiones (tal vez de tipeo o impresión), las cuales se han corregido en la ecuación (C.1): balance de los índices tensoriales y la (C.8): cerrar un corchete en la posición adecuada. Una forma de expresar la ecuación de Volterra (donde se ha realizado un cambio de coordenadas con respecto al artículo original) es:

$$u_i = \int_s \Delta u_j \left[\delta_{jk} \lambda \frac{\partial u_i^l}{\partial \xi_l} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] n_k dS \quad (C.1)$$

Para una falla rectangular con geometría mostrada en la Figura C.1, de tipo buzamiento (dip-slip fault), con dislocación U , se tiene que:

$$u_i = \mu U \int_s \left[\left(\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_3} \right) \sin 2\delta - \left(\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} \right) \cos 2\delta \right] dS \quad (C.2)$$

donde δ es el ángulo de buzamiento de la falla (dip angle).

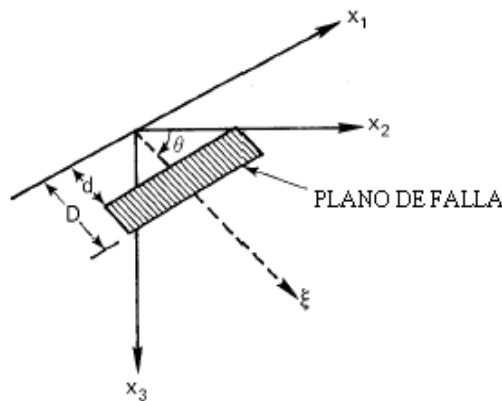


Fig. C.1. Geometría de la falla y sistema de coordenadas (Mansinha & Smylie 1971).

Es conveniente introducir la coordenada ξ , medida en la dirección de buzamiento (ver Fig. C.1). La expresión para el campo de dislocación de la falla por buzamiento será:

$$u_i = \mu U \int_d^D \int_{-L}^L \left[2 \left(\sin \delta \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi} - \cos \delta \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi} \right) + \left(\frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3} \right) \right] d\xi_1 d\xi \quad (C.3)$$

La falla rectangular se extiende en el rango de $-L < \xi_1 < L$ y $d < \xi < D$. La integración se lleva a cabo para un sólido de Poisson (constantes de Lamé λ y μ iguales) con los cambios de variable:

$$\begin{aligned} R^2 &= (x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2 \\ Q^2 &= (x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 + \xi_3)^2 \\ r_2 &= x_2 \sin \delta - x_3 \cos \delta, & q_2 &= x_2 \sin \delta + x_3 \cos \delta \\ r_3 &= x_2 \cos \delta + x_3 \sin \delta, & q_3 &= -x_2 \cos \delta + x_3 \sin \delta \end{aligned} \quad (C.4)$$

Donde R y Q representan las distancias del punto (x_1, x_2, x_3) a los puntos de la fuente (ξ_1, ξ_2, ξ_3) sobre el plano de falla y los correspondientes puntos de la fuente $(\xi_1, \xi_2, -\xi_3)$ sobre un plano de falla imagen (ver Fig. C.2). r_2, r_3 y q_2, q_3 son las coordenadas medidas en dirección normal y en dirección del buzamiento del plano de falla y su imagen respectivamente. En función de estas variables:

$$\begin{aligned} R^2 &= (x_1 - \xi_1)^2 + r_2^2 + (r_3 - \xi)^2 \\ Q^2 &= (x_1 - \xi_1)^2 + q_2^2 + (q_3 + \xi)^2 \\ Q^2 &= (x_1 - \xi_1)^2 + h^2 = k^2 + (q_3 + \xi)^2 \end{aligned} \quad (C.5)$$

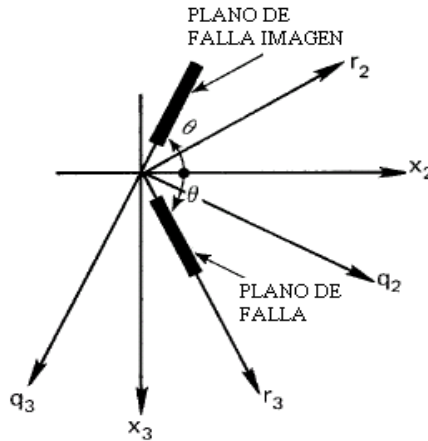


Fig. C.2 Coordenadas del plano de falla e imagen (Mansinha 1971).

Donde h es la proyección de Q en el plano $x_1=0$ y k es la proyección en el plano $q_3=0$. Los resultados de las integraciones son para el desplazamiento de tipo dip-slip:

$$\begin{aligned} 12\pi \frac{u_1}{U} &= (x_2 - \xi_2) \sin \delta \left[\frac{2}{R} + \frac{4}{Q} - 4 \frac{\xi_3}{x_3} - \frac{3}{Q + x_3 + \xi_3} \right] \\ &- \cos \delta \left[3 \ln(Q + x_3 + \xi_3) + 2 \frac{(x_3 - \xi_3)}{R} + 4 \frac{(x_3 - \xi_3)}{Q} + 4 \frac{\xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3)}{Q^3} \right] \end{aligned}$$

$$+ \frac{3}{\cos \delta} [\ln(Q + x_3 + \xi_3) - \sin \delta \ln(Q + q_3 + \xi)] + 6x_3 \left[\frac{\cos \delta}{Q} - \frac{q_2 \sin \delta}{Q(Q + q_3 + \xi)} \right] \quad (C.6)$$

$$\begin{aligned} 12\pi \frac{u_2}{U} = & \sin \delta [-\ln(R + x_1 - \xi_1) + \ln(Q + x_1 - \xi_1) + \frac{4\xi_3 x_3}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} \\ & + \frac{3(x_1 \xi_1)}{Q + x_3 + \xi_3} + (x_2 - \xi_2)^2 \left\{ \frac{2}{R(R + x_1 + \xi_1)} + \frac{4}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} - 4\xi_3 x_3 \frac{2Q + x_1 - \xi_1}{Q^3(Q + x_1 - \xi_1)^2} \right\} \\ & - \cos \delta [(x_2 - \xi_2) \left\{ \frac{2(x_3 - \xi_3)}{R(R + x_1 - \xi_1)} + \frac{4(x_3 - \xi_3)}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} + 4\xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3) \frac{2Q + x_1 - \xi_1}{Q^3(Q + x_1 - \xi_1)^2} \right\} \\ & + 6 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2)}{(h + x_3 + \xi_3)(Q + h)} \right\} - 3 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(r_3 - \xi)}{r_2 R} \right\} + 6 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(q_3 + \xi)}{q_2 Q} \right\}] \\ & + 6 \left[\frac{1}{\cos \delta} \tan^{-1} \left\{ \frac{(k - q_2 \cos \delta)(Q - k) + (q_3 + \xi)k \sin \delta}{(x_1 - \xi_1)(q_3 + \xi) \cos \delta} \right\} \right. \\ & \left. + x_3 \left\{ \frac{(\sin^2 \delta - \cos^2 \delta)(q_3 + \xi) + 2q_2 \cos \delta \sin \delta}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} + \frac{(x_1 - \xi_1) \sin^2 \delta}{Q(Q + q_3 + \xi)} \right\} \right] \quad (C.7) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} 12\pi \frac{u_3}{U} = & \sin \delta [(x_2 - \xi_2) \left\{ \frac{2(x_3 - \xi_3)}{R(R + x_1 - \xi_1)} + 4 \frac{(x_3 - \xi_3)}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} - 4\xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3) \frac{2Q + x_1 - \xi_1}{Q^3(Q + x_1 - \xi_1)^2} \right\} \\ & - 6 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2)}{(h + x_3 + \xi_3)(Q + h)} \right\} + 3 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(r_3 - \xi)}{r_2 R} \right\} - 6 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(q_3 + \xi)}{q_2 Q} \right\}] \\ & + \cos \delta [\ln(R + x_1 - \xi_1) - \ln(Q + x_1 - \xi_1) - 2 \frac{(x_3 - \xi_3)^2}{R(R + x_1 - \xi_1)} \\ & - 4 \frac{(x_3 + \xi_3)^2 - \xi_3 x_3}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} - 4\xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3)^2 \frac{2Q + x_1 - \xi_1}{Q^3(Q + x_1 - \xi_1)^2}] \\ & + 6x_3 \left[\cos \delta \sin \delta \left\{ \frac{2(q_3 + \xi)}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} + \frac{x_1 - \xi_1}{Q(Q + q_3 + \xi)} \right\} - q_2 \frac{\sin^2 \delta - \cos^2 \delta}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} \right] \quad (C.8) \end{aligned}$$

C.2. Formulación de Okada

Okada utiliza la misma expresión que la ecuación (C.1) pero normalizada con respecto a F (Okada, 1992):

$$u_i = \frac{1}{F} \int_S \Delta u_j \left[\delta_{jk} \lambda \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] n_k dS \quad (C.9)$$

El sistema de coordenadas es análogo al de la Fig. C.1. Usando la ecuación C.9, la contribución del elemento de superficie dS de cada dislocación elemental para la componente dip-slip es:

$$\frac{1}{F} \mu U_2 \Delta S \left[\left(\frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} \right) \cos 2\delta + \left(\frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_3} - \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_2} \right) \sin 2\delta \right] \quad (C.10)$$

donde δ es el ángulo de buzamiento de la falla (dip angle). El campo de desplazamiento para la componente dip-slip será (para las componentes strike slip y tensile, se sugiere ver la referencia: Okada 1992):

$$\begin{aligned} u_x^0 &= -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{3xpq}{R^5} - I_3^0 \sin \delta \cos \delta \right] \Delta S \\ u_y^0 &= -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{3ypq}{R^5} - I_1^0 \sin \delta \cos \delta \right] \Delta S \\ u_z^0 &= -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{3dpq}{R^5} - I_5^0 \sin \delta \cos \delta \right] \Delta S \end{aligned} \quad (C.11)$$

Donde:

$$\begin{aligned} I_1^0 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} y \left[\frac{1}{R(R+d)^2} - x^2 \frac{3R+d}{R^3(R+d)^3} \right] \\ I_2^0 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} x \left[\frac{1}{R(R+d)^2} - y^2 \frac{3R+d}{R^3(R+d)^3} \right] \end{aligned} \quad (C.12)$$

$$\begin{aligned} I_3^0 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[\frac{x}{R^3} \right] - I_2^0 \\ I_4^0 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[-xy \frac{2R+d}{R^3(R+d)^2} \right] \\ I_5^0 &= \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[\frac{1}{R(R+d)} - x^2 \frac{2R+d}{R^3(R+d)^2} \right] \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} p &= y \cos \delta + d \sin \delta, & q &= y \sin \delta - d \cos \delta \\ R^2 &= x^2 + y^2 + d^2 = x^2 + p^2 + q^2 \end{aligned} \quad (C.13)$$

Para una falla rectangular finita de largo L y ancho W, el campo de deformación puede derivarse tomando $(x - \xi')$, $(y - \eta' \cos \delta)$ y $(d - \eta' \sin \delta)$ en lugar de x , y y d , y realizando la integración correspondiente:

$$\int_0^L d\xi' \int_0^W d\eta' = \int_x^{x-L} d\xi \int_p^{p-W} d\eta \quad (C.14)$$

Donde se ha realizado el cambio de variable: $x - \xi' = \xi$ y $p - \eta' = \eta$. El resultado compacto final se realiza utilizando la notación de Chinnery ||:

$$f(\xi, \eta) = f(x, p) - f(x, p-W) - f(x-L, p) + f(x-L, p-W) \quad (C.15)$$

$$u_x = -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{q}{R} - I_3 \sin \delta \cos \delta \right] \parallel \quad (\text{C.16a})$$

$$u_y = -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{\mathfrak{Y}q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \times \arctg\left(\frac{\xi\eta}{qR}\right) - I_1 \sin \delta \cos \delta \right] \parallel \quad (\text{C.16b})$$

$$u_z = -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d}q}{R(R+\xi)} + \sin \delta \times \arctg\left(\frac{\xi\eta}{qR}\right) - I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \parallel \quad (\text{C.16c})$$

donde:

$$I_1 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[\frac{-1}{\cos \delta} \frac{\xi}{(R+d)} \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_5 \quad (\text{C.17a})$$

$$I_2 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} [-\ln(R+\eta)] - I_3 \quad (\text{C.17b})$$

$$I_3 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[\frac{1}{\cos \delta} \frac{\mathfrak{Y}}{(R+\tilde{d})} - \ln(R+\eta) \right] + \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_4 \quad (\text{C.17c})$$

$$I_4 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{\cos \delta} [\ln(R+\tilde{d}) - \sin \delta \ln(R+\eta)] \quad (\text{C.17d})$$

$$I_5 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{2}{\cos \delta} \arctg \left[\frac{\eta(X + q \cos \delta) + X(R + X) \sin \delta}{\xi(R + X) \cos \delta} \right] \quad (\text{C.17e})$$

$$\begin{aligned} \mathfrak{Y} &= \eta \cos \delta + q \sin \delta, & \tilde{d} &= \eta \sin \delta - q \cos \delta \\ R^2 &= \xi^2 + \eta^2 + q^2 = \xi^2 + \mathfrak{Y}^2 + \tilde{d}^2, & X^2 &= \xi^2 + q^2 \end{aligned} \quad (\text{C.18})$$

Se debe tener en cuenta las siguientes reglas para evitar las singularidades que pueden surgir al integrar la ecuación (3.14) y al realizar los cálculos numéricos (Okada, 1992):

a) Cuando $q = 0$, poner $\arctg\left(\frac{\xi\eta}{qR}\right) = 0$ en las ecuaciones (C.16).

b) Cuando $\xi = 0$, poner $I_5 = 0$ en la ecuación (C.17a).

c) Cuando $R+\eta = 0$, (esto ocurre solo cuando $\sin \delta < 0$ y $\xi = q = 0$), poner todos los términos que contienen $R+\eta$ en los denominadores igual a cero, en las ecuaciones (C.16) a (C.18) y reemplazar $\ln(R+\eta)$ por $-\ln(R-\eta)$ en las ecuaciones (C.17).

ANEXO D

PROPAGACIÓN DE ONDAS DEL MAREMOTO

D.1. Teoría de ondas en aguas someras.

Los maremotos, que son generados principalmente por la deformación del fondo marino debido a sismos que generan perturbaciones de gran longitud de onda (en comparación con la profundidad del océano). En la teoría de ondas en aguas someras, se desprecia la aceleración vertical de las partículas de agua comparada con la aceleración de la gravedad. En consecuencia, el movimiento vertical de las partículas no tiene efecto sobre la distribución de la presión. Se considera, como una aproximación, que la presión sea netamente hidrostática. También se desprecian los efectos de viscosidad del fluido, lo cual se incluye en las ecuaciones de Navier Stokes (Koshimura, 2009). La aproximación de onda larga establece que (Fig. D.1):

1. Para la onda larga (profundidad del océano + amplitud de onda \ll longitud de onda).
2. La aceleración vertical de la partícula de fluido ≈ 0 .
3. La presión del fluido es netamente gravitacional.

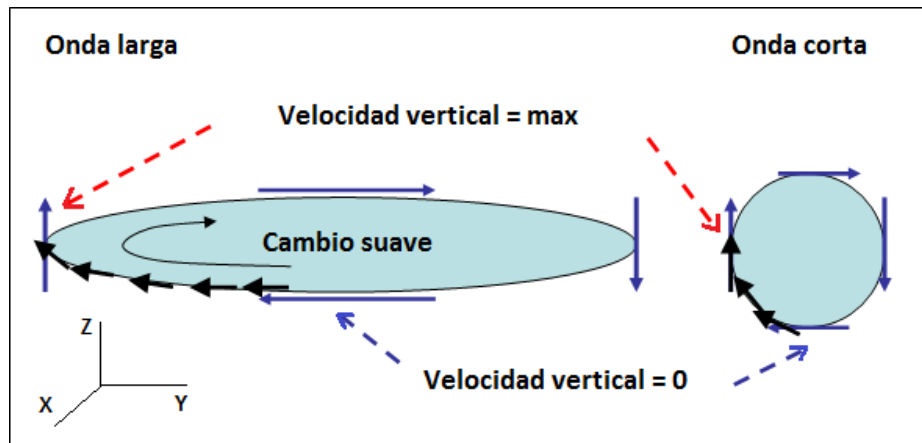


Fig. D.1 Representación de las condiciones de la teoría de ondas en aguas someras (modificado de Yanagisawa, 2010).

Basado en estas aproximaciones y despreciando la aceleración vertical, las ecuaciones de conservación de masa y momentum lineal en 3 dimensiones, pueden expresarse como se muestra a continuación:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) = 0 \quad (D.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right) = 0$$

$$g + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = 0$$

Donde x e y son las coordenadas horizontales, z la coordenada vertical, t tiempo, h la profundidad del agua, η el desplazamiento vertical de la superficie de agua con respecto al nivel medio del mar, u , v y w velocidades de las partículas de agua en las direcciones x , y , z , g es la aceleración de la gravedad, y τ_{ij} el esfuerzo de corte normal o tangencial en la dirección i sobre el plano normal j .

La ecuación de momentum lineal en la dirección z , con la condición dinámica que en la superficie $p = 0$, produce una presión hidrostática: $p = \rho g(\eta - z)$.

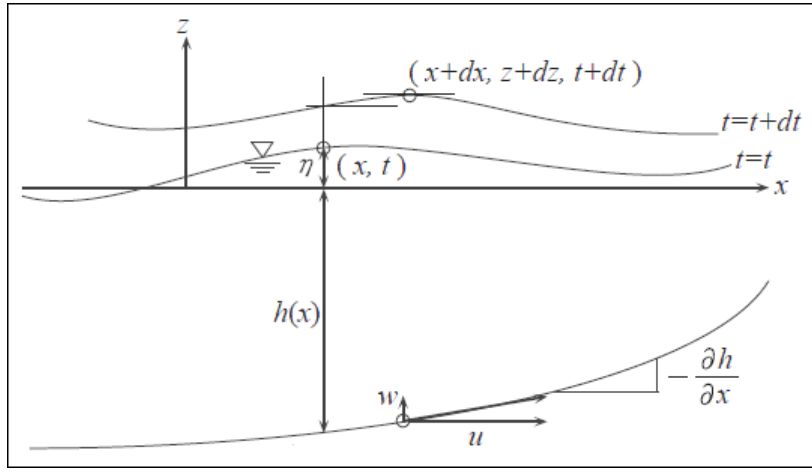


Fig. D.2 Sistema de coordenadas para el modelo hidrodinámico, w y u representan las componentes del vector velocidad (Koshimura, 2009).

D.2. Condiciones de frontera

El problema de propagación de ondas se resuelve utilizando las ecuaciones gobernantes (D.1), las cuales deben satisfacer las siguientes condiciones de frontera según el sistema de coordenadas de la Fig. D.2: a) la presión atmosférica en la superficie debe ser cero y b) la posición de la partícula de fluido en la superficie libre o en el fondo en el tiempo t debe permanecer en la respectiva frontera en el tiempo $t+\delta t$. Desde el punto de vista cinemático, estas condiciones de frontera se describen como: “las derivadas lagrangianas de la partícula de fluido sobre la superficie libre ($z=\eta(x,t)$) y sobre el fondo ($z=-h(x)$) deben ser nulas”. Luego, las condiciones dinámicas y cinéticas en la superficie y en el fondo están dadas de la siguiente manera:

$$p = 0 \quad z = \eta \quad (D.2)$$

$$w = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad z = \eta \quad (D.3)$$

$$w = -u \frac{\partial h}{\partial x} - v \frac{\partial h}{\partial y} \quad z = -h \quad (D.4)$$

D.3. Integración de las ecuaciones

Ahora, integremos las ecuaciones (D.1) desde el fondo hasta la superficie usando la regla de Leibnitz. Por ejemplo, el primer término de la ecuación de momento en la dirección x se reescribe como sigue:

$$\int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial t} dz = \frac{\partial}{\partial t} \int_{-h}^{\eta} u dz - u \frac{\partial \eta}{\partial t} \Big|_{z=\eta} + u \frac{\partial(-h)}{\partial t} \Big|_{z=-h}$$

Con la condición dinámica y cinética, ecuaciones (D.2) a (D.4), obtenemos finalmente las siguientes ecuaciones dimensionales (esto constituye la llamada teoría de aguas someras o poco profundas):

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} &= A \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) \\ \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} &= A \left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (D.5)$$

Donde D es la profundidad total del agua dada por $h + \eta$, τ_x y τ_y son las fricciones en la parte inferior en la dirección x e y , A es la viscosidad del giro horizontal que se supone que es constante en el espacio, se desprecia el esfuerzo cortante en una onda de superficie. M y N son los flujos de descarga en las direcciones x e y que están dadas por:

$$\begin{aligned} M &= \int_{-h}^{\eta} u dz = u(h + \eta) = uD \\ N &= \int_{-h}^{\eta} v dz = v(h + \eta) = vD \end{aligned} \quad (D.6)$$

D.4. Fricción de fondo

La fricción de fondo se expresa generalmente como sigue, en analogía al flujo uniforme:

$$\begin{aligned} \frac{\tau_x}{\rho} &= \frac{1}{2g} \frac{f}{D^2} M \sqrt{M^2 + N^2} \\ \frac{\tau_y}{\rho} &= \frac{1}{2g} \frac{f}{D^2} N \sqrt{M^2 + N^2} \end{aligned} \quad (D.7)$$

Donde f es el coeficiente de fricción. Sin ninguna discusión detallada del valor de f se prefiere utilizar la rugosidad de Manning n (no debe confundirse con el parámetro η que representa al desplazamiento vertical de la superficie). Los valores de n se dan en la Tabla D.1.

El coeficiente de fricción f y la rugosidad de Manning n están relacionados por:

$$n = \sqrt{\frac{fD^{1/3}}{2g}} \quad (D.8)$$

Esto implica que f se incrementa cuando la profundidad total D es pequeña mientras que n permanece casi constante. Por lo tanto, los términos de fricción en el fondo se expresan por:

$$\begin{aligned} \frac{\tau_x}{\rho} &= \frac{fn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} \\ \frac{\tau_y}{\rho} &= \frac{fn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} \end{aligned} \quad (D.9)$$

En todo el presente modelo, se utilizará la expresión de fricción en el fondo de la ecuación (D.9). El valor del coeficiente n debe ser seleccionado de acuerdo a las condiciones de la superficie de fondo de acuerdo a la Tabla D.1.

Tabla D.1 Valores del coeficiente de fricción de fondo n (Linsley & Franzini, 1979)

| Material del canal | n | Material del canal | n |
|--------------------------|-------|--------------------------------|-------|
| Cemento puro, metal lizo | 0.010 | Canal natural en buen estado | 0.025 |
| Mampostería | 0.017 | Canal natural: piedra y maleza | 0.035 |
| Tierra liza | 0.018 | Canal natural muy rugoso | 0.060 |

D.5. Ecuaciones Gobernantes

Para la propagación de maremotos en aguas poco profundas, la turbulencia de Foucault horizontal podría ser insignificante en comparación con la fricción de fondo, excepto en el caso del proceso de inundación. Por lo tanto, las relaciones siguientes vienen a ser las ecuaciones fundamentales del proceso de propagación de maremotos:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} &= 0 \\ \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} &= 0 \end{aligned} \quad (D.10)$$

D.6. Nota sobre los términos de convección

La otra expresión de la ecuación de aguas poco profundas utilizando las velocidades promedio (u , v) en las direcciones x e y , a menudo se presentan por:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial uD}{\partial x} + \frac{\partial vD}{\partial y} + \frac{\partial wD}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{1/3}} u \sqrt{u^2 + v^2} = 0 \quad (\text{D.11})$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{1/3}} v \sqrt{u^2 + v^2} = 0$$

Debemos recordar que la ecuación anterior no se puede aplicar a un modelo numérico para el cálculo de la máxima altura de inundación, ya que no cumple la conservación del momentum lineal. Por ejemplo, los términos de convección en la ecuación de momento en la dirección x en la ecuación. (D.10) dividido por D puede ser modificado como:

$$\frac{1}{D} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) \right\} = u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{u}{D} \left\{ \frac{\partial(uD)}{\partial x} + \frac{\partial(vD)}{\partial y} \right\} = u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{u}{D} \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (\text{D.12})$$

Los términos de convección en la ecuación (D.10) no son los mismos que las de la ecuación (D.11) e incluso si se aplica la ecuación de conservación de la masa en la ecuación (D.10), el tercer término en el lado izquierdo de la ecuación (D.12) no podría ser eliminado. Se debe tener en cuenta que en el caso que la corriente de marea tenga un periodo más grande que el del maremoto en el término de aceleración, el tercer término en el lado izquierdo de la ecuación se despreciaría.

El esquema numérico correspondiente al método de las diferencias finitas es explicado en el Anexo E.

ANEXO E

ESQUEMA NUMÉRICO

E.1. Método de Diferencias Finitas.

Una diferencia finita es una expresión discreta para aproximar una ecuación diferencial. El método de diferencias finitas es ampliamente usado para análisis numérico, resolviendo ecuaciones diferenciales. Por ejemplo, consideremos una ecuación diferencial ordinaria:

$$f'(x) = \frac{df(x)}{dx} = f(x) + a \quad (\text{E.1})$$

Para resolver esta ecuación numéricamente, es necesario aproximar el operador diferencial mediante un operador de diferencias:

$$\frac{df(x)}{dx} \approx \frac{f(x+h) - f(x)}{h} \quad (\text{E.2})$$

Luego, de la ecuación E.1 y E.2 se tendrá:

$$f(x+h) = f(x) + h(f(x) + a) \quad (\text{E.3})$$

Esta ecuación (E.3) es llamada la ecuación de diferencias finitas. Al resolver esta ecuación se obtiene una solución aproximada de la ecuación diferencial original.

En el método de diferencias finitas, se consideran principalmente 3 formas: diferencia directa, hacia atrás y central. La diferencia directa es una expresión de la forma:

$$\frac{df}{dx} \approx \frac{f(x+h) - f(x)}{h} \quad (\text{E.4})$$

La diferencia hacia atrás resulta de reemplazar el parámetro h por $-h$:

$$\frac{df}{dx} \approx \frac{f(x) - f(x-h)}{h} \quad (\text{E.5})$$

También, la diferencia central es una expresión de la forma:

$$\frac{df}{dx} \approx \frac{f(x+h/2) - f(x-h/2)}{h} \quad (\text{E.6})$$

O también:

$$\frac{df}{dx} \approx \frac{f(x+h) - f(x-h)}{2h} \quad (\text{E.7})$$

E.2. Propagación de ondas en un canal unidimensional

Este es un ejercicio de aplicación para propagar ondas de maremoto en un canal unidimensional. Comprender este ejercicio nos permitirá generar maremotos en 2 dimensiones y propagarlos en un océano real. Se describen las ecuaciones de conservación para la dinámica de fluidos. Estas ecuaciones se resolverán numéricamente aplicando el método de diferencias finitas centrales. El algoritmo se desarrolla mediante un programa en Matlab.

Sean las ecuaciones de conservación de momentum lineal y conservación de masa (o ecuación de continuidad) para un canal con profundidad h y ancho b variables:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + Ag \frac{\partial z}{\partial x} = 0 \quad (\text{E.8})$$

$$b \frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (\text{E.9})$$

En donde: tiempo: $t = k\Delta t$; distancia: $x = i\Delta x$; b = ancho del canal; Q = gasto o caudal; z = variación de la superficie libre del agua; A = área de la sección transversal del canal, y g = aceleración de la gravedad.

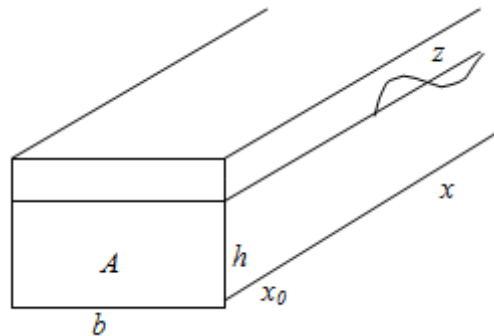


Fig. E.1 Modelo físico de propagación unidimensional.

Se supone que se conoce el caudal o gasto $Q(t, x_0)$ en algún lugar aguas arriba y que además se conoce las condiciones iniciales de gasto o caudal y nivel del agua en todo el canal. Es decir, se conoce $Q(0, x) = f(x)$ y $z(0, x) = g(x)$.

Se procederá a integrar las ecuaciones (E.8) y (E.9) en el siguiente esquema de diferencias finitas centrales (Fig. E.2).

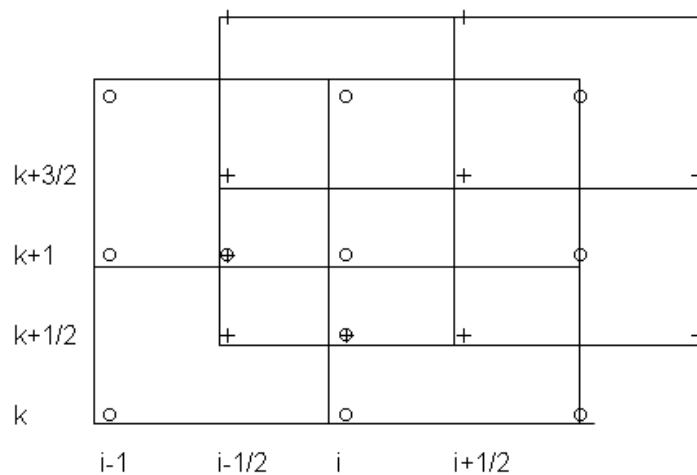


Fig. E.2 Esquema del método de diferencias finitas centrales.

Es importante notar que realmente estamos trabajando con dos sistemas de nodos de las mismas dimensiones pero desfasados uno del otro. En un sistema se localizan los gastos o caudales y en el otro sistema se localizan las elevaciones. Es obvio que el nodo en el que se evalúa el caudal no coincide con el nodo en donde se evalúa la elevación. Sin embargo, las derivadas tanto de los gastos como de las elevaciones sí están evaluadas en los mismos nodos. Esto es importante para poder sustituir la aproximación de las derivadas en las ecuaciones (E.8) y (E.9).

En este esquema los caudales o gastos (Q) se evalúan en los nodos marcados con “o” y las elevaciones (z) en los nodos marcados con “+”. Las condiciones iniciales mencionadas anteriormente significan que conocemos los gastos en todas las posiciones del tiempo k y que conocemos las elevaciones en todas las posiciones del tiempo $k+1/2$. Nuestro primer problema será evaluar el gasto en la posición i del tiempo $k+1$ (Q_i^{k+1}). Para este propósito emplearemos la ecuación de momentum lineal cuyas derivadas evaluaremos mediante diferencias finitas centrales en el nodo $[i, k+1/2]$ marcado con \oplus en la Figura E.2.

$$\frac{\partial Q}{\partial t}_i^{k+1/2} = \frac{Q_i^{k+1} - Q_i^k}{\Delta t} \quad (E.10)$$

$$\frac{\partial z}{\partial x}_i^{k+1/2} = \frac{z_{i+1/2}^{k+1/2} - z_{i-1/2}^{k+1/2}}{\Delta x} \quad (E.11)$$

Con las aproximaciones (E.10) y (E.11) de las derivadas podemos escribir la ecuación de momentum en diferencias finitas.

$$\frac{Q_i^{k+1} - Q_i^k}{\Delta t} + Ag \left[\frac{z_{i+1/2}^{k+1/2} - z_{i-1/2}^{k+1/2}}{\Delta x} \right] = 0 \quad (E.12)$$

De la ecuación (D.12) despejamos el gasto o caudal que se requiere:

$$Q_i^{k+1} = Q_i^k - Ag \frac{\Delta t}{\Delta x} [z_{i+1/2}^{k+1/2} - z_{i-1/2}^{k+1/2}] \quad (E.13)$$

La ecuación (E.13) es muy importante porque nos indica que conociendo los gastos y las elevaciones del pasado podemos conocer los gastos del futuro en todas las posiciones.

Ahora nos interesa evaluar las elevaciones en el tiempo $k+3/2$. Para esto evaluaremos las derivadas de la ecuación (E.9) en el nodo $[i-1/2, k+1]$ marcado con \oplus en la Figura E.2.

$$\frac{\partial z}{\partial t}_{i-1/2}^{k+1} = \frac{z_{i-1/2}^{k+3/2} - z_{i-1/2}^{k+1/2}}{\Delta t} \quad (E.14)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial x}_{i-1/2}^{k+1} = \frac{Q_i^{k+1} - Q_{i-1}^k}{\Delta x} \quad (E.15)$$

Empleando (E.14) y (E.15) se puede expresar la ecuación de conservación de masa (ecuación de continuidad) en diferencias finitas.

$$b \left[\frac{z_{i-1/2}^{k+3/2} - z_{i-1/2}^{k+1/2}}{\Delta t} \right] + \frac{Q_i^{k+1} - Q_{i-1}^k}{\Delta x} = 0 \quad (\text{E.16})$$

de (E.16) despejamos la elevación que buscamos:

$$z_{i-1/2}^{k+3/2} = z_{i-1/2}^{k+1/2} - \frac{\Delta t}{b} \frac{Q_i^{k+1} - Q_{i-1}^k}{\Delta x} \quad (\text{E.17})$$

La ecuación (E.17) es la otra ecuación importante porque nos indica que conociendo los gastos y elevaciones del pasado podemos conocer las elevaciones del futuro en todas las posiciones.

E.3 Programa para resolver las ecuaciones

En la realidad (en la computadora) los nodos se enumeran con los números naturales. En la Figura E.3, se muestra el esquema con los números naturales. El eje horizontal representa las posiciones y el eje vertical representa el tiempo. Las posiciones tendrán el índice $i = 1:nx$ y el tiempo tendrán el índice $k = 1:nk$.

Basándonos el esquema de la Figura E.3 intentaremos escribir un algoritmo en Matlab que nos permita resolver las ecuaciones (E.8) y (E.9) empleando las ecuaciones (E.13) y (E.17).

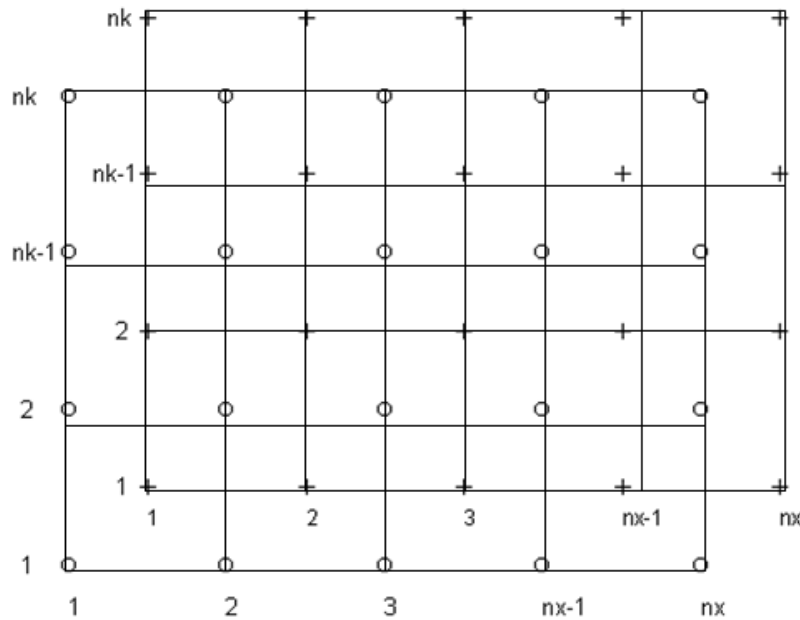


Fig. E.3 Esquema de diferencias finitas centrales. Los nodos están enumerados con los números naturales (coordenadas de grilla).

```

nx = 100;    % numero de nodos a lo largo del canal
nk = 50;    % numero de nodos (pasos) en tiempo
dx = 20;    % distancia entre los nodos a lo largo del canal (puede ser variable)
dt = 0.5;    % incremento en tiempo

```

```

h = 10;          % profundidad del canal (puede ser variable a lo largo del canal)
b = 300;         % ancho del canal (puede ser variable a lo largo del canal)
g = 9.8;         % aceleración de la gravedad

```

Se verifica que el algoritmo sea estable con la condición de Courant Frederic y Lewis.

```

CFL = sqrt(g*h)*dt/dx;
if (CFL > 1); stop; else ; end;    % condición inestable

```

Declaramos el espacio de memoria para las elevaciones y los gastos o caudales. El segundo índice corresponde a los pasos en tiempo. Noten que el índice del tiempo solo toma los valores 1 y 2. Estos se debe a que una vez calculados los valores del futuro (índice 2) estos pasan a formar parte del pasado y se usan para calcular los nuevos valores del futuro.

```

z(1:nx,1)=0*[1:nx]';
z(1:nx,2)=0*[1:nx]';
Q(1:nx,1)=0*[1:nx]';
Q(1:nx,2)=0*[1:nx]';

```

```

for k=2:nk; % iniciamos en el segundo intervalo de tiempo de acuerdo con la Figura E.2.
    for i=2:nx; % para calcular los gastos iniciamos en i = 2 porque nosotros le daremos
        % los gastos en i=1

```

```

        Q(i,2) = Q(i,1) - b*h*g*dt*( z(i,1) - z(i-1,1) )/dx;    % esta es la ecuación (E.13)
    end

```

$Q(1,2) = 10 \cdot \sin(2 \cdot \pi \cdot (k-1) \cdot dt/50)$; % aquí le estamos dando los gastos en $i=1$. En este ejemplo los estamos generando pero podemos leerlos de un archivo.

```

for i=1:nx-1;    % para calcular las elevaciones terminamos en i = nx-1. Noten que solo
    calculamos las elevaciones hasta el nodo nx-1. Las elevaciones en el nodo nx (en la frontera)
    las calcularemos con condiciones de frontera abierta usando las características de la ecuación
    de onda

```

```

        z(i,2) = z(i,1) - dt*( Q(i+1,2) - Q(i,2) )/(b*dx);    % Esta es la ecuación (E.17)
    end

```

Aquí estamos calculando las elevaciones en la frontera abierta

```

Q1 = 0.25*( Q(nx-1,2) + Q(nx,2) + Q(nx-1,1) + Q(nx,1) );
z(nx,2) = 0.5*Q1/( b*sqrt(g*h) ) + 0.5*z(nx-1,1);

```

Ahora que ya hemos calculado nuestras variables del “futuro” las transferimos al pasado para iniciar el siguiente paso de tiempo

```

z(:,1) = z(:,2);
Q(:,1) = Q(:,2);

```

Graficamos las elevaciones

```

plot(z(:,1)); pause(0.1);
end    % se inicia el siguiente paso de tiempo.

```


E.4. Esquema del “salto de rana” escalonado.

En el modelo numérico de maremotos, se utiliza generalmente el esquema del “salto de rana” para discretizar las ecuaciones gobernantes. Este esquema es un sistema de grillas para definir las variables en el dominio del espacio en forma escalonada. En general, las variables escalares, tales como η o h son colocadas en el centro de la grilla, las variables vectoriales como M o N están en los costados, como se indica en la Fig. E.4. Por otra parte, el esquema del salto de rana viene a ser el esquema de diferencia central con el error de truncamiento de segundo orden. Las ventajas y desventajas del esquema del salto de rana escalonado son: a) simple pero tiene un error de segundo orden, b) fácil de poner condiciones de frontera, c) muy estable y sin error disipativo, y d) existencia de un error dispersivo.

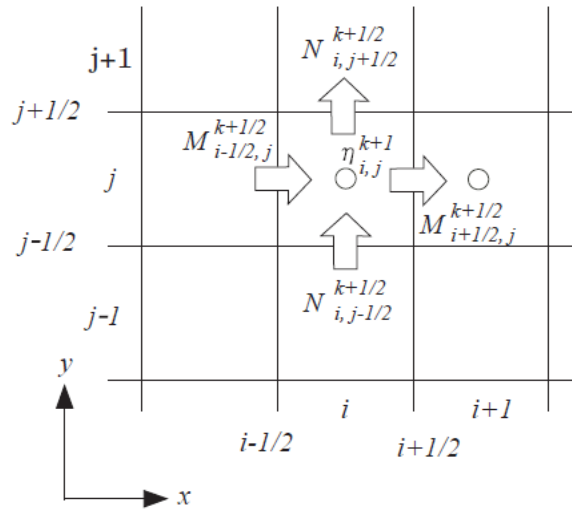


Fig. E.4 Geometría espacial del esquema del “salto de rana”

El esquema numérico del código TUNAMI se resume con las siguientes ecuaciones (Koshimura, 2009):

$$\eta_{i,j}^{k+1} = \eta_{i,j}^k + \frac{\Delta t}{\Delta x} (M_{i+1/2,j}^{k+1/2} - M_{i-1/2,j}^{k+1/2}) + \frac{\Delta t}{\Delta y} (N_{i,j+1/2}^{k+1/2} - N_{i,j-1/2}^{k+1/2}) \quad (\text{E.18})$$

$$\begin{aligned} M_{i+1/2,j}^{k+1/2} = & \frac{1}{1 + \mu_{i+1/2,j}^{k-1/2}} \left[(1 - \mu_{i+1/2,j}^{k-1/2}) M_{i-1/2,j}^{k-1/2} \right. \\ & - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left\{ \lambda_{11} \frac{(M_{i+3/2,j}^{k-1/2})^2}{D_{i+3/2,j}^{k-1/2}} + \lambda_{21} \frac{(M_{i+1/2,j}^{k-1/2})^2}{D_{i+1/2,j}^{k-1/2}} + \lambda_{31} \frac{(M_{i-1/2,j}^{k-1/2})^2}{D_{i-1/2,j}^{k-1/2}} \right\} \\ & + \frac{\Delta t}{\Delta y} \left\{ \nu_{11} \frac{(MN)_{i+1/2,j+1}^{k-1/2}}{D_{i+1/2,j+1}^{k-1/2}} + \nu_{21} \frac{(MN)_{i+1/2,j}^{k-1/2}}{D_{i+1/2,j}^{k-1/2}} + \nu_{31} \frac{(MN)_{i+1/2,j-1}^{k-1/2}}{D_{i+1/2,j-1}^{k-1/2}} \right\} \\ & \left. - g D_{i+1/2,j}^k \frac{\Delta t}{\Delta x} (\eta_{i+1,j}^k - \eta_{i,j}^k) \right] \quad (\text{E.19}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
N_{i,j+1/2}^{k+1/2} &= \frac{1}{1+\gamma_{i,j+1/2}^{k-1/2}} \left[(1-\gamma_{i,j+1/2}^{k-1/2}) N_{i,j+1/2}^{k-1/2} \right. \\
&\quad - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left\{ \lambda_{12} \frac{(MN)_{i+1,j+1/2}^{k-1/2}}{D_{i+1,j+1/2}^{k-1/2}} + \lambda_{22} \frac{(MN)_{i,j+1/2}^{k-1/2}}{D_{i,j+1/2}^{k-1/2}} + \lambda_{32} \frac{(MN)_{i-1,j+1/2}^{k-1/2}}{D_{i-1,j+1/2}^{k-1/2}} \right\} \\
&\quad + \frac{\Delta t}{\Delta y} \left\{ \nu_{12} \frac{(N_{i,j+3/2}^{k-1/2})^2}{D_{i,j+3/2}^{k-1/2}} + \nu_{22} \frac{(N_{i,j+1/2}^{k-1/2})^2}{D_{i,j+1/2}^{k-1/2}} + \nu_{32} \frac{(N_{i,j-1/2}^{k-1/2})^2}{D_{i,j-1/2}^{k-1/2}} \right\} \\
&\quad \left. - g D_{i,j+1/2}^k \frac{\Delta t}{\Delta y} (\eta_{i,j+1}^k - \eta_{i,j}^k) \right] \tag{E.20}
\end{aligned}$$

donde:

$$\mu_{i+1/2,j}^{k-1/2} = \frac{\Delta t}{2} \frac{mn^2}{(D_{i+1/2,j}^{k-1/2})^{7/3}} \sqrt{(M_{i+1/2,j}^{k-1/2})^2 + (N_{i+1/2,j}^{k-1/2})^2} \tag{E.21}$$

$$\gamma_{i,j+1/2}^{k-1/2} = \frac{\Delta t}{2} \frac{mn^2}{(D_{i,j+1/2}^{k-1/2})^{7/3}} \sqrt{(M_{i,j+1/2}^{k-1/2})^2 + (N_{i,j+1/2}^{k-1/2})^2} \tag{E.22}$$

$$D_{i+1/2,j}^k = \frac{\eta_{i+1,j}^k + \eta_{i,j}^k}{2} + \frac{h_{i+1,j} + h_{i,j}}{2} \tag{E.23}$$

$$D_{i,j+1/2}^k = \frac{\eta_{i,j+1}^k + \eta_{i,j}^k}{2} + \frac{h_{i,j+1} + h_{i,j}}{2} \tag{E.24}$$

$$D_{i+1/2,j}^{k-1/2} = \frac{\eta_{i+1,j}^k + \eta_{i+1,j}^{k-1} + \eta_{i,j}^k + \eta_{i,j}^{k-1}}{4} + \frac{h_{i+1,j} + h_{i,j}}{2} \tag{E.25}$$

$$D_{i,j+1/2}^{k-1/2} = \frac{\eta_{i,j+1}^k + \eta_{i,j+1}^{k-1} + \eta_{i,j}^k + \eta_{i,j}^{k-1}}{4} + \frac{h_{i,j+1} + h_{i,j}}{2} \tag{E.26}$$

ANEXO F

MANUAL DEL MODELO NUMERICO DE MAREMOTOS

F.1. Requisitos de Software

Antes de empezar, se deberá verificar que se tengan instalados los siguientes programas:

1. Directorio “d:\Modelo_Time” que contiene los programas del modelo.
2. Matlab 7.0 o superior (configurar para que el directorio “Modelo_Time” sea ejecutable).
3. Intel Fortran (configurar para que sea ejecutable de cualquier directorio).
4. Surfer 8.0 o superior
5. Es deseable tener instalado el programa Google Earth.

F.2. Modelo Digital de Elevación y Grillas

El modelo corre en Matlab y debe ubicarse en el directorio de trabajo correspondiente, con los datos de batimetría y topografía.

- 1) Editar (de la línea 20 a 23) y ejecutar: `nesting_grids.m ----> my_grids.m`
Esto es para delimitar las grillas anidadas A, B, C y D, donde A es la mas grande y D es la más pequeña. OJO: $0 < \text{longitud} < 360^\circ$
- 2) Editar y ejecutar: `making_grid_a.m` (con los datos de la region_a = [sur norte oeste este])
Leer indicación en la línea 9.
- 3) Para obtener batimetría fina correr: `extraer_xyz.m` (lee “peru.dat”) ----> `xyz.dat`
Utilizar los límites de la región D. OJO: Batimetría (+)
- 4) Para obtener la topografía fina (región D), debe ubicarse en el directorio correspondiente:
`extraer_topo.m` OJO: $-180^\circ < \text{longitud} < 180^\circ$
En forma automática se grabará un archivo de datos: `save xxx.mat A maplegend - mat`
Ejecutar: `mat2vec.m` (se crea el archivo “topofino.txt”)
Añadir el archivo “topofino.txt” a “xyz.dat” OJO: Topografía (-)
- 5) Editar `joint_depths.m` y modificar la línea 28.
Utilizar los límites de la región A (OJO: el archivo de entrada es “xyz.dat”)
Al ejecutar se creará el archivo: `depths_xyz.dat`
- 6) Programa SURFER para interpolación de grillas:
Grid Data
escoger la ruta de `depths_xyz.dat`
Scattered Data Interpolation ---> General
Colocar los valores de las grillas A, B, C, D y los Ix, Jx
Output Grid File: Tipo GS ASCII (*.grd), cambiar de nombre: `depths_x.grd` <Enter>
Se obtiene: `depths_a.grd, depths_b.grd, depths_c.grd, depths_d.grd`
- 7) Cambio de formato DSAA a Matlab (ver línea 46 a 53 de “my_grids.m”):
`grid_X = surf_mat ('depths_X.grd');` X = a,b,c,d
Luego grabar: `save grid_X.grd grid_X -ascii`
Ejecutar el comando: `paso7.m`

8) Función frontera: `boundary_a.m` (ver línea 69 a 71 de "`my_grids.m`"):

```
load grid_a.grd;  
[grid_a] = boundary_a (grid_a);  
save grid_a.grd grid_a -ascii;
```

F.3. Modelo de Fuente Sísmica

9) Ejecutar el programa `falla.m` para obtener las dimensiones del área de ruptura (L, W, U) de acuerdo a la magnitud del sismo.

10) Introducir los parámetros sísmicos en: `fault_plane.m`, al ejecutar se obtiene (I0, J0)

Luego editar y cambiar los parámetros de "`pfalla.inp`"

Para el caso de una fuente múltiple con varias sub-fallas, utilice: `fault_plane_n`

11) Modificar el programa "`deform.for`" (línea 32: `PARAMETER IA = , JA =`) y luego:
Compilar y ejecutar el programa `DEFORM.FOR`, desde matlab:

```
! g77 deform.for
```

```
! a.exe
```

Se crea el archivo "`deform_a.grd`"

También se puede utilizar la formulación de Okada: `def_ok_v1_uni2.f` (debe cambiar los parámetros de la fuente y la línea 151.

12) Ejecutar el programa "`paso12.m`"

Esto interpolará la deformación en los dominios B, C, D (ver "`my_grids.m`", línea 57 a 60 y línea 75 a 89). Se obtiene: `deform_X.grd` $X = b, c, d$

F.4. Corrida del Modelo de Propagación e Inundación

13) `CFL_control` <Enter>

Condición: $DT < \min (dta, dtb, dtc, dtd)$. Ver línea 9 de "`tsunami.for`"

14) Editar `TSUNAMI.FOR` y cambiar los parámetros I_x, J_x ($x = A, B, C, D$) (línea 5 y 6)
de acuerdo a los valores de "`my_grids.m`"

Cambiar: `LAB, LBC, LCD` (líneas 36 a 38)

Cambiar "extremo sur de latitud en cada dominio: `BLATX, X=A, B, C, D` (líneas 43 a 46)

15) El tiempo de simulación total será: $T = KE * DT$ en segundos, donde

KE = número de pasos, DT = duración de cada paso.

Para cambiar el número de pasos modificar la línea 10: KE .

$KA * DT$ = intervalo de tiempo entre cada marco del video.

16) Para colocar un mareógrafo sintético: `mareografo.m` <Enter>

```
close all
```

```
load grid_d.grd;
```

```
contour (grid_d', [0,0], 'k'), axis equal, grid
```

```
[a, b] = ginput
```

Luego, modificar la línea 116 de "`tsunami.for`": `ZD(a, b, 2)`

17) La fricción entre el fluido y el terreno está dado por el coeficiente de Manning:

$FM = 0.025$. Ver línea 12 de `tsunami.for`

18) Compilar y ejecutar el programa TSUNAMI.FOR

! g77 tsunami.for

! a.exe

19) Para obtener una animación: anima.m

Para obtener los archivos *.png: animados.m

Para obtener un video: avi = png2avi ('archivo', 'directorio')

Ejemplo: avi = png2avi ('pisco.avi', 'd:\maremoto')

20) Ejecutar: mom_a para ver un mapa de máxima altura de olas (directividad), de isócronas y una gráfica altura de ola vs latitud.

21) Ejecutar: mom_d para ver un mapa de inundación y un mareograma sintético para la zona de la grilla D.

22) Ejecutar: perfinun.m para obtener un archivo con los límites de inundación en formato XYZ, latitud y longitud. Se crea el archivo "limite.txt". Para el caso del Callao, ejecutar (si es necesario) el archivo "selec_lim.m" para evitar la inundación en la Isla San Lorenzo.

23) Luego correr: cor2kml.m para obtener un archivo kml para observar el límite de inundación en Google Earth.

24) Para obtener una matriz de altura de ola, campo de velocidades, ejecutar el archivo: "mat2dec.m"

RESOLUCION HORIZONTAL: 30 m

1) Modificar "nesting_grids.m": línea 29: dy = 1;

2) Modificar "making_grid_a.m": línea 6: DA = 27/3600;

3) Modificar "deform.for": línea 32: DA = 27.0*1853.0/60.0

4) Modificar "tsunami.for": línea 6: DELTA = 27.0/3600.0

NOTA: El código fuente de los programas en Matlab y Fortran pueden encontrarse en Internet, en el siguiente enlace:

<http://www.fenlab.9k.com/tesis/>

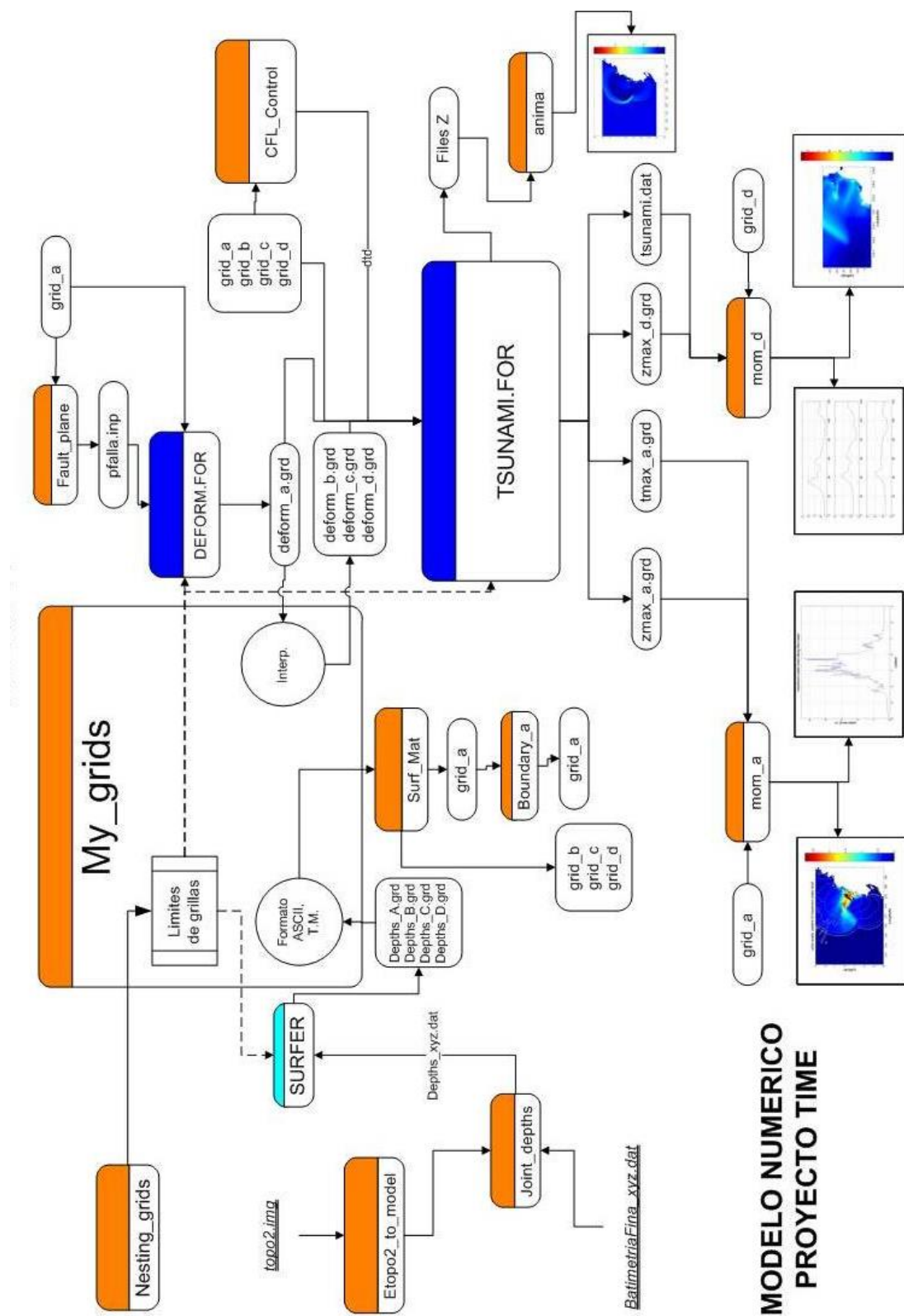


Fig. F.1 Diagrama de flujo del modelo numérico (Ortiz, 2006).

REFERENCIAS

Aki, K. (1966). Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum. *Bull. Earthquake Res. Inst.* 44, 73-88.

Aki, K., and Lee, W. H. K., (2003). Glossary of interest to earthquake and engineering seismologists. In "International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part B", p. 1793-1856, Academic Press, Amsterdam.

Aki, K., Richards, P. (2002). *Quantitative Seismology: Theory and Methods*. 2nd Edition. University Science Books. California.

Aris, R. (1989). *Vectors, Tensors, and the Basic Equations of Fluid Mechanics*. Dover Publications, New York.

Baptista, M., Miranda, P., Miranda, J. and V. Mendes, (1998). Constrains on the source of the 1755 Lisbon Tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon Tsunami. *Journal of Geodynamics*, Vol.25, No.2, pp. 159-174.

Barazangi, M. and Isacks, B. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophysical Research Letters*, vol 57, pp 537-555.

Beck, S.L, and Nishenko, L.J. (1990). Variations in the mode of great earthquake rupture along the central Peru subduction zone, *Geophysical Research Letters*, 57, pp 1969-1972.

Beck, S., Ruff, L. (1989). Great earthquakes and subduction along the Perú trench. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 57, p. 199-224.

Bernal, I., Tavera, H. (2002). *Geodinámica, Sismicidad y energía sísmica en Perú*. Monografía editada por IGP, Lima.

Bernard, E. (1999). *Tsunami, Geological Hazards, Natural Disaster Management*, United Nations, Tutor Rose Pub., pp 58-60.

Bolaños, S., Leclerc, G., Toutin, T. (2001). Modelo Digital de Elevación. Available online: <http://www.ciat.cgiar.org/dtmradar/dem1.htm#11> (acceso: Nov 2011).

Cahill, T. y Isacks, B. (1992). Seismicity and shape of the subducent Nazca plate. *J. Geophys. Res.* 97, 17.503-17.529.

Carpio, J. y Tavera, H. (2002). Estructura de un Catálogo de Tsunamis para el Perú basado en el catálogo de Gusiakov. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, vol 94, pp 45-59.

Centro Nacional de Datos Geofísicos, IGP. Catálogo Sísmico de Hipocentros del Perú para el periodo de 1982 a 2005. Lima, 2007. Página web: <http://khatati.igp.gob.pe/Web/cns06/bds/catalogo/presentacion.htm> (acceso: Dic 2010).

De Hoops, A. (1958). Representation Theorems for the displacement in an elastic solid and their application to elastodynamic diffraction theory. PhD. Thesis.

DHN, (1997). Metodología para la Elaboración de Mapas de Inundación por Tsunami. Informe Técnico. Dirección de Hidrografía y Navegación.

Didenkulova, I., Kurkin, A., Pelinovsky, E. (2007). Run-up of Solitary Waves on Slopes with Different Profiles. Atmospheric and Oceanic Physics. Vol 43, N° 3, pp 384-390.

Dorbath, L., Cisternas, A., Dorbath, C. (1990). Assesment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. Bulletin of Seismological Society of America. Vol 80, N° 3, pp 551-576.

Dutykh, D., Dias, F. (2008). Tsunami generation by a dynamic displacement of sea bed due to dip slip faulting. Elsevier.

Dutykh, D., Mitsotakis, D., Gardeil, X., Dias, F. (2010). On the use of finite fault solution for tsunami generation problems. hal-00509384, version 2.

Dziewonski, A. and Anderson, D. (1981). Preliminary reference Earth model PREM. Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol 25, pp 297-356.

Encyclopedia of Science and Technology (2007), 10th Ed. McGraw-Hill, New York, USA.

Estrada, C. (2012). Mareograma sintético para la estación del Callao para el 28 Oct 1746, DHN. Comunicación personal.

Fritz, H., Borrero, J., Synolakis, C., Yoo, J. (2006). 2004 Indian Ocean tsunami flow velocity measurements from Survivor videos. Geophysical Research Letters, Vol 33, L24605, doi: 10.1029/2006GL026784.

Goto and Ogawa, (1992). Numerical Method of Tsunami simulation with the leap-frog scheme. Tohoku University.

Gutscher, M., Roger, J., Baptista, M., Miranda, J. and Tinti, S. (2006). Source of the 1693 Catania earthquake and tsunami (southern Italy): new evidence from tsunami modeling of a locked subduction fault plane. Geophysical Research Letters, Vol.33, L08309.

Hanks, T. and Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. Journal of Geophysical Research, vol 84, N° B5, pp 2348-2350.

Hasegawa, A. y Sacks, S. (1981). Subduction of Nazca plate beneath Peru as determined by seismic observations, J. Geophys. Res, 86, 4971-4980.

Hebenstreit, G. and Whitaker, R. (1981). Assesment of tsunami hazard presented by possible seismic events: near-sources effects. Science Applications, INC. pp 271.

Imamura, F. (1996). Review of Tsunami Simulation with a Finite Difference Method. Long Waves Runup Models. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd. Singapore.

Imamura, F., Yalciner, A. and Ozyurt, G. (2006). Tsunami Modelling Manual. DCRC, Tohoku University, Japan, pp 76.

Imamura, F. (2009). Tsunami modeling: calculating inundation and hazard maps. *The Sea: Tsunamis*. Vol 15, pp 321-332. Harvard University Press, England.

Iwasaki, T. and Mano, A. (1979). Two-dimensional numerical computation of tsunami run-ups in the Eulerian description, *Proc. of 26th Conf. on Coastal Eng. (Japan, JSCE)*, pp. 70-74.

Iwasaki, S. (1982). Experimental study of a tsunami generated by a horizontal motion of a sloping bottom. *Bull. Earth. Res. Inst.*, Vol. 57, pp. 239–262. Tokyo.

James, D. and Snoke, J. (1990). Sesimic evidence for continuity of the deep slab beneath central and eastern Peru. *Journal of Geophysical Research*, vol 95, No. B4, pp 4989-5001.

Jarvis A., H.I. Reuter, A. Nelson, E. Guevara. (2006). Hole-filled seamless SRTM data V3, International Centre for Tropical Agriculture (CIAT). Available online from: <http://srtm.csi.cgiar.org>.

Jeffreys, H. (1965). *Cartesian Tensors*. Cambridge University Press.

Jeffreys, Sir H. (1957). Elastic waves in a continuously stratified medium. *Mon. Not. R. Astr. Soc., Geophys. Suppl.*, 7, 332-7.

Jiménez, C. (2010). Software para la determinación de ocurrencia de maremotos. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*. Vol 104, N° 1, pp 25-31.

Jiménez, C., Moggiano, N., Mas, E., Adriano, B., Koshimura, S., Fujii, F and Yanagisawa, H. (2013). Seismic Source of 1746 Callao Earthquake from Tsunami Numerical Modeling. *Journal of Disaster Research*, vol 8, N 2, pp 266-273.

Jiménez, C., Ortega, E., Moggiano, N., Olcese, D., Ríos, R. (2013). *Tsunamis en Perú*. Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú. 1ra edición, pp 60.

Jiménez, C., Perfettini, H., Puma, N., Moggiano, N., Ortega, E., Vernier, P., Gluski, P., D’Ercole, R. (2010). Estudio de peligro de maremoto en Lima y Callao y cartografía de las zonas inundables. *Informe Técnico Proyecto SIRAD*.

Kanamori, H. (1977). The energy released in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*. Vol 82 N° 20, pp 2981 – 2987.

Kelleher, J. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, vol 77, N° 11, pp 2087-2103.

Krige, D.G. (1951). A statistical approach to some mine valuations and allied problems at the Witwatersrand, Master's thesis of the University of Witwatersrand.

Koshimura, S. (2009). TUNAMI Code, Tohoku University Numerical Analysis Model for Investigation of Tsunamis. JST-JICA Perú Project. Sendai.

Kundu, P. and Cohen, I. (2004). *Fluid Mechanics*, 3rd edition. Elsevier Academic Press, 759 p. California, USA.

Levin, B. and Nosov, M. (2009). Physics of Tsunamis. Editorial Springer Science & Business Media, 327 pp.

Linsey, R. K. and J. B. Fransini, (1979). Eater-Resources Engineering, 3rd. Edition, MacGraw-Hill Kogakusha Ltd., 716 p.

Love, A. (1944). A treatise on the mathematical theory of elasticity, Dover Publications, New York.

Mansinha, L., Smylie, E. (1971). The displacement field of inclined faults. Bulletin of the Seismological Society of America, V. 61, No 5, pp. 1433-1440.

Norabuena, E., L. Leffler-Griffin, A. Mao, T. Dixon, S. Stein, I. S. Sacks, L. Ocola, and M. Ellis (1998), Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the central Andes, Science, 279(5349), 358 – 362, doi:10.1126/science.279.5349.358.

Ocola, L. (1984). Catalogo Sísmico de la República del Perú, SISAN, IV, Lima, Perú, 466 pp.

Ocola, L, Huaco, P. (2006). El maremoto de Camaná del 23 de junio del 2001, el hundimiento cosísmico de la costa sur de Perú y la mitigación de desastres. Informe Técnico, pp 78. Instituto Geofísico del Perú.

Ocola, L. (2007). Aspectos físicos del maremoto de Pisco del 15 de agosto de 2007 y las inundaciones máximas, del libro “El terremoto de Pisco del 15 de agosto de 2007 (7.9 Mw)”, Instituto Geofísico del Perú, Lima.

Ocola, L. (2008). El Gap sísmico de Trujillo-Chiclayo y los sismos notables en la zona de subducción del noroeste del Perú. XIV Congreso Peruano de Geología.

Ocola, L. (2008 b). Southern Perú coseismic subsidence: 23 June 2001 8.4-Mw earthquake. Advances in Geosciences, N° 14, pp 79–83.

Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space. Bulletin of Seismological Society of America Vol. 82, N° 2, pp 1018-1040.

Okal, E. (2005). Lecture Notes, UNESCO.

Okal, E., Synolakis, C. (2004). Source discriminants for near-field tsunamis. Geophys. J. Int. 158, 899-912.

Okal, E. (2009). Excitation of Tsunamis by Earthquakes, chapter V, pp. 137 – 177. The Sea: Tsunamis, volume 15. Harvard University Press. London.

Oliver, M. and Webster, R. The method of interpolation Kriging for geographical information system, INT. J. Geographical Information Systems, 1990, VOL. 4, No. 3, 313-332

Oppenheim, A. (1998). Análisis de Señales y Sistemas. 2da Edición, Editorial Prentice Hall.

Ortiz, M. (2006). Curso Taller de Modelado Numérico de Maremotos. INOCAR-Ecuador.

Papazachos, B., Scordilis, E., Panagiotopoulos D., Karakaisis, G. (2004). Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of Earthquakes. Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, p. 1482-1489.

Perfettini, H., J.P Avouac, H. Tavera, A. Kositsky, J.M. Nocquet, F. Bondoux, M., Chlieh, A., Sladen, L. Audin, D.L. Farber, and P. Soler. (2010). Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust, Nature, 465, 78-81, doi:10.1038/nature09062.

RAE, Real Academia Española (2014). Diccionario de la Lengua Española, 23º Edición. Madrid, España.

Rueda, J. (2006). Discriminación sísmica mediante el análisis de las señales generadas por explosiones y terremotos. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid, pp 450.

Sánchez, S. (2010). La Ruina de Lima: Mito y Realidad del Terremoto de 1746. Tesis de postgrado en Historia, PUCP. Lima.

Satake, K., Wang, K. and Atwater, B. (2003). Fault slip and seismic moment of the 1700 Cascadia earthquake inferred from Japanese tsunami descriptions. Journal of Geophysical Research, Vol.108, No.B11.

Sebrier, M., Huamán, D., Blanc, J., Macharé, J., Bonnot, D. y Cabrera, J. (1985). Observaciones acerca de la Neotectónica del Perú. IGP-LGDI Proy. Sisra, Grupo. Peruano de Neotectónica, 96 pp.

Silgado, E. (1978). Historia de los Sismos más notables ocurridos en el Perú (1513 – 1974). Boletín N° 3, Serie C, pp 130. Instituto de Geología y Minería. Lima, Perú.

Sladen, A., Tavera, H., Simons, M., Avouac, J., Konca, A., Perfettini, H., Audin, L., Fielding, E., Ortega, F. and Cavagnoud, R. (2010). Source model of the 2007 Mw 8.0 Pisco, Peru earthquake: Implications for seismogenic behavior of subduction megathrusts. Journal of Geophysical Research, Vol. 115, B02405.

Smith, W., Sandwell, D. (2006). ETOPO2v2, 2-minute Gridded Global Relief Data. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center.: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/06mgg01.html> (accesado en Nov 2012).

Soloviev, S., Go, Ch. (1975). Catalogue of Tsunamis on the Eastern Shore of the Pacific Ocean (1513-1968). Nauka Publishing House, 204 pp. Moscow, USSR.

Stauder, W. (1975). Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidenced by focal mechanism and by seismicity. Journal of Geophysical Research, vol 80, pp 1053-1064.

Stein, S. and Wysession, M. (2003). Introduction to seismology, earthquakes and earth structure. Blackwell Publishing, Oxford, 498 pp.

Sullón, M. (2007). Dinámica de Maremotos y creación de mapas de inundación mediante modelado numérico. Documento de Trabajo. UNMSM. Lima.

Suppasri, A., Imamura, F., Koshimura, S. (2010). Effects of the rupture velocity of fault motion, ocean current and initial sea level on the transoceanic propagation of tsunami. *Coastal Engineering Journal*, Vol 52, N° 2, pp 107-132.

Synolakis, C.E. (1987). The run-up of solitary waves, *Journal of Fluid Mechanics*. Vol 185, pp 523–545.

Talandier, J. (1993). French Polinesya Tsunami Warning Center (CPPT). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 7, p. 237-256.

Tanioka, Y. and Satake, K. (1996). Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, *Geophysical Research Letters*, Vol. 23, 891-894.

Tatehata, H. (1998). The new Tsunami Warning System of the Japan Meteorological Agency. *Science of Tsunami Hazards*, vol 16, N° 1, pp 39-50.

Tavera, H., Bufo, E. (1998). Sismicidad y Sismotectónica de Perú. *Física de la Tierra*, N° 10, pp. 187-219. Madrid.

Tavera, H., Bernal, I. (2005). Distribución de áreas de ruptura y lagunas sísmicas en el borde oeste del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Volumen Especial N°6 “Alberto Guisecke”, pp 89-102.

Udías, A., Mezcu, J. (1986). *Fundamentos de Geofísica*, primera edición. Editorial Alhambra, Madrid.

USGS, United States Geological Survey (2014). Página web: www.usgs.gov (acceso: Nov 2014).

Utsu, T., Shima, E., Yoshii, T. and Yamashina, K. (2001). *Encyclopedia of Earthquakes*, 2nd edition. Tokyo, pp 657.

Volterra, V. (1907). Sur l'équilibre des corps elastiques multiplement connexes. *Annales Scientifiques de l'Ecole Normale Supérieure*, 24(3):401–517.

Wang, X. (1996). COMCOT User Manual, ver 1.6. Cornell University, USA. Web page: http://ceeserver.cce.cornell.edu/pli-group/doc/comcot_user_manual_v1_6.pdf (acceso: 2014).

Williams, S. (2008). CATS: GPS coordinate time series analysis software. *GPS Solutions*, vol 12 No. 2, pp 147–153.

Yamazaki, Y., Cheung, K. and Kowalik, Z. (2011). Depth-integrated, non-hydrostatic model with grid nesting for tsunami generation, propagation, and run-up, *Int.J. Numer. Methods Fluids*, Doi: 10.1002/fld.2485, in press.

Yanagisawa, H. (2010). Workshop on Tsunami Simulation. CISMID – Perú.

Yauri, S. (2011). Tsunami hazard assesment for the central coast of Peru using numerical simulations for the 1974, 1966 and 1746 Earthquakes. pp 47. Building Research Institute, Tsukuba, Japan.